Практические занятия по моделированию изменений климата, проведенные на CITES-2013

Ведущий

д.ф.- м.н. Володин Е.М., ИВМ РАН

[Группа 1]

Аржанова Н.М.	ВНИИГМИ - МЦД, г. Обнинск
Ушаков К.В.	ИО РАН, г. Москва
Штабкин Ю.А.	ИФА РАН, г. Москва

[Группа 2]

Пененко А.В.	ИВМиМГ СО РАН, г. Новосибирск
Морозова П.А.	ИГ РАН, г. Москва
Морару Е.И.	ИМКЭС СО РАН, г. Томск

[Группа 3]

Мартынова Ю.В.	СибНИГМИ, г. Новосибирск; ИМКЭС СО РАН, г. Томск
Монзикова А.К.	РГГМУ, г. Санкт-Петербург
Шульгина Т.М.	ИМКЭС СО РАН, г. Томск

[Группа 4]

Борзенкова А.В.	ИГ РАН, г.Москва
Окладников И.Г.	ИМКЭС СО РАН, г.Томск СЦ КЛИО, г.Томск
Варгин П.Н.	ЦАО Росгидромета, г.Долгопрудный

VISIT…

LANZAROTE Caliente.com

1. Постановка задачи

Математическое моделирование климата является одним из основных методов исследования климатических изменений, имевших место на различных временных масштабах от десятилетий до сотен тысяч и миллионов лет, а также вероятных будущих изменений климата. На данном практикуме предлагалось с помощью модели климатической системы смоделировать 4 варианта изменения климата, которые обусловлены различными причинами как естественного, так и антропогенного характера. Рассматривались следующие задачи.

1. Оценка равновесной чувствительности к учетверению концентрации CO_2 в атмосфере.

Наиболее вероятной причиной ожидаемых в ближайшие десятилетия и столетия изменений климата является усиливающийся парниковый эффект, обусловленный ростом концентрации парниковых газов в атмосфере вследствие деятельности человека, и прежде всего, возрастанием концентрации CO_2 из-за сжигания ископаемого топлива. Поэтому определение чувствительности климатической системы к увеличению концентрации CO_2 является важной задачей.

Прямой подход к решению этой задачи подразумевает непосредственное интегрирование климатической модели в режиме современного или прединдустриального климата, а также эксперимент, в котором концентрация CO_2 увеличена. Эксперименты показывают (см., например, Danabasoglu and Gent, 2009), что из-за термической инерции океана для выхода на равновесный климат при новом содержании CO_2 необходимо считать модель на срок около 3 тысяч лет, что очень долго и явно превышает продолжительность практикума. Есть два способа получить оценку равновесной чувствительности быстрее. Первый - провести эксперименты с атмосферным блоком модели, к которому подсоединен упрощенный блок океана, учитывающий только теплоемкость 50-метрового верхнего слоя воды (Stouffrer and Manabe, 1999). Второй метод описан в Gregory et al. (2004) и основан на экстраполяции зависимости дисбаланса поверхностных потоков тепла от аномалии температуры по сравнению с контрольным экспериментом. Именно он используется в задаче практикума. Предполагая, что радиационный отклик климатической системы пропорционален изменению средней температуры, построим серию точек на графике этой зависимости и методом наименьших квадратов оценим равновесную температуру, т.е. температуру, при которой отклик равен форсингу, добавленному учетверением

концентрации CO_2.

2. Моделирование изменений климата вследствие попадания большого количества пресной воды в северную Атлантику.

Одной из характерных особенностей современной динамики океана является то, что формирование большей части придонных вод происходит в районах глубокой конвекции на севере Атлантики, где в результате зимнего охлаждения тяжелая соленая и холодная вода с поверхности опускается на дно, а на ее место приходит более теплая вода из южных широт (Wunsch 2002). Это является основной причиной того, что поверхность Атлантического океана в умеренных широтах Северного Полушария на 5-10 градусов теплее, чем поверхность Тихого океана, или Южного океана на том же удалении от Экватора. Однако, в случае поступления в Северную Атлантику большого количества пресной воды, которая легче соленой, глубокая конвекция может быть нарушена, что может привести к значительному похолоданию как в самой Северной Атлантике, так и во всем Северном Полушарии. Именно таков предполагаемый механизм периодических похолоданий в Северной Атлантике во время последнего ледникового периода, когда источником пресной воды могли быть периодически откалывающиеся от Северо-Американского ледника очень большие айсберги. Последнее по времени событие, когда большое количество попавшей в Северную Атлантику пресной воды привело к значительному похолоданию, произошло около 14 т.лет назад, и было связано с таянием северо-американского ледника, образованием гигантского озера и прорывом его вод в океан в районе п-ова Лабрадор. Поток пресной воды мог достигать 1 Св в течение нескольких сотен лет. Моделированию подобного явления была посвящена специальная программа по сравнению климатических моделей, известная в англоязычной литературе как “Water Hosing Experiment”, результаты которого представлены в (Stouffer et al., 2006). Вкратце, согласно данным участвовавших в программе моделей, поток пресной воды в количестве 1 Св способен почти полностью нарушить существующую термохалинную циркуляцию в Северной Атлантике. В задаче практикума предлагается внести в заданный район Северной Атлантики дополнительный поток пресной воды, равный 1 Св и проанализировать изменения климата, вызванные этим воздействием.

3. Моделирование изменения климата вследствие изменения наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики.

Одной из основных причин смены ледниковых периодов и межледниковий в последний миллион лет считается изменение параметров орбиты вращения Земли вокруг Солнца, и, прежде всего, наклона оси вращения Земли к плоскости Эклиптики. В этой задаче моделируется климат так называемого оптимума голоцена – эпохи 6-9-тысяч лет назад, когда угол наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики был примерно на 1 градус больше современного значения, которое составляет примерно 23.5 градуса. В результате этого, летом к высоким и умеренным широтам приходило больше солнечной радиации, а к тропикам – меньше, чем приходит сейчас. Соответственно, климат например, Арктики, летом был немного теплее современного. В результате изменения нагревания немного другой была и динамика атмосферы. Например, более интенсивными были летний африканский и азиатский муссоны. В настоящее время моделированию палеоклиматов, в том числе оптимума голоцена и максимума оледенения 21 тысячу лет назад посвящена программа PMIP (Paleoclimate Model Intercomparison Project), Braconnot et al (2012), результаты которой сравниваются с имеющимися реконструкциями. В задаче практикума требуется смоделировать изменение климата, соответствующее оптимуму голоцена.

4. Моделирование компенсации глобального потепления введением в стратосферу серосодержащих веществ.

Величина глобального потепления вследствие увеличения парникового эффекта согласно данным 4-го Оценочного доклада МГЭИК может составить 1.5-6 градусов к концу 21 века [Meehl et al. 2007]. Региональные изменения температуры, особенно в отдельные сезоны, могут быть в несколько раз больше. Кроме того, нельзя полностью исключить того, что изменения климата пойдут по худшему сценарию, чем это предсказывают современные модели. Поэтому возникает вопрос о возможности предотвращения или уменьшения глобального потепления путем специальных геоинженерных воздействий. Одним из наиболее легко осуществимых воздействий такого рода может быть введение серосодержащих веществ в стратосферу, из которых образуется сульфатный аэрозоль. Аэрозоль, как и в случае особенно мощных вулканических извержений, отражает часть солнечного излучения обратно вверх, тем самым способствуя уменьшению глобального потепления. Возможность и оптимальный способ введения серосодержащих веществ, а также положительные и отрицательные стороны применения такой технологии обсуждаются в [Володин и др. 2011]. Существует международная программа GEOMIP (Geoengineering Model intercomparison Project), посвященная изучению последствий геоинженерных воздействий с помощью климатических моделей [Kravitz et al. 2013]. В задаче практикума предлагается скомпенсировать парниковый эффект вследствие

учетверения концентрации CO2 в атмосфере введением соответствующего количества серосодержащих веществ в стратосферу.

2. Описание практических занятий

Для проведения практических занятий использовалась климатическая модель INMCM3. Она состоит из двух основных блоков: модели общей циркуляции атмосферы и модели общей циркуляции океана. В атмосфере разрешение по долготе и широте составляет 5x4 градуса, по вертикали 21 уровень от поверхности Земли до высоты около 30 км. Наиболее подробное описание атмосферного блока модели содержится в Алексеев и др. (1998). Уравнения гидротермодинамики атмосеры решаются конечно-разностным методом на сетке C. Кроме того модель содержит параметризации глубокой и мелкой конвекции (Betts, 1986), турбулентности в атмосферном пограничном слое и процессов на поверхности, в почве и в растительности (Володин и Лыкосов, 1998), атмосферной радиации (Галин, 1998), гравитационно-волнового сопротивления (Palmer et al., 1986). В модели океана разрешение составляет 2.5x2 градуса по долготе и широте и 33 уровня по вертикали. Уравнения динамики океана решаются на сетке C конечно-разностным методом. На верхней границе используется условие твердой крышки. Модель включает термодинамику (но не динамику) морского льда. Описание модели океана можно найти в (Гусев, 2009). Блок атмосферы адаптирован к массивно-параллельным компьютерам средствами MPI. Шаг по времени в динамике атмосферы составляет 15 минут, физические параметризации в атмосферном блоке считаются раз в час. Шаг по времени в блоке динамики океана составляет 6 часов. В данной версии модели блок океана считается на одном процессоре. Обмен данными между блоками атмосферы и океана происходит на каждом шаге модели океана, раз в 6 часов. Используется коррекция потока пресной воды в Атлантическом секторе Арктики. Оптимальное количество процессоров, необходимое для счета климатической модели, равно 8. Для счета модели использовался кластер ИВМ РАН Intel Xeon, на котором доступно 372 процессора. Счет на 25 модельных лет занимает примерно сутки модельного времени. Данная версии модель принимала участие в международном сравнении климатических моделей CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 3), по результатам которого написаны, в частности, главы 8 и 10 4-го Оценочного Доклада МГЭИК (Международной Группы Экспертов по Изменению Климата) (Randall et al., 2007), (Meehl et al., 2007). Описание совместной модели атмосферы и океана можно найти в (Дианский и Володин, 2002), а результаты численных экспериментов по воспроизведению современного климата и его изменений в рамках CMIP3 описаны в (Володин и Дианский, 2006). Позднее данная климатическая модель была дополнена блоком углеродного цикла (Володин 2007) и блоком, описывающим

эволюцию серосодержащих веществ в результате гипотетического геоинженерного воздействия (Володин и др., 2011).

Технически практикум был устроен следующим образом. Численные эксперименты проводились на многопроцессорном кластере ИВМ РАН с помощью удаленного доступа. Директория на кластере, где проводились численные эксперименты с моделью, содержала исполняемый файл, полученный в результате компиляции исходного кода климатической модели. Директория содержала также входной файл INPUTS.TXT, в котором задавались все параметры, которые нужно было менять для проведения практических занятий. Вот его содержание.

```
288.0         !CO2 concentration, ppm
23.441        ! obligatory, degrees
0.0           ! fresh water flux to North Atlantic, Sv
48.0 60.0     !minimum and maximum latitude of fresh water flux, degrees N
-55 -30       ! minimum and maximum longitude of fresh water flux, degrees E
```

Для задачи 4 требовался дополнительный файл с данными геоинженерного воздействия INPUTS2.TXT. Вот его содержание.

```
0     ! total emission of H2S, Mt S/yr
18000. 20000.    ! minimum and maximum height of emission, m
-10.0   10.0     !  south and north boundary of emission, degrees
```

Численные значения соответствуют контрольному эксперименту, с данными которого нужно сравнивать данные остальных четырех расчетов. Ниже приведены задания для каждой из четырех задач.

Задача 1. Определение равновесной чувствительности модели к учетверению концентрации CO2.

Запустите контрольный эксперимент и эксперимент с учетверенным содержанием CO2,

которое задается в файле INPUTS.TXT

Убедитесь, что в контрольном эксперименте нет сильного тренда температуры поверхности.

Для каждого года экспериментов вычислите средний по всему земному шару поток тепла, поглощаемый климатической системой. Он равен нисходящей коротковолновой радиации + нисходящей длинноволновой радиации - восходящей коротковолновой радиации - восходящей длинноволновой радиации - поток явного тепла - поток скрытого тепла (SDWSW+SDWLW-SUPSW-SUPLW-HSN-HLT). Вычтите данные контрольного эксперимента из данных эксперимента 4CO2. Аналогично вычислите среднегодовую температуру за каждый год контрольного эксперимента и эксперимента 4CO2. На графике постройте множество точек, абсцисса которых равна разности температур для каждого года эксперимента 4CO2 и контрольного, а ордината - разности потоков тепла. Проведите через полученные точки прямую методом наименьших квадратов. Значение температуры, в которой прямая пересекает ось X - равновесная чувствительность. Как вы думаете, чему соответствует поток тепла, при котором прямая пересекает ось Y? Этот метод определения равновесной чувствительности климатической модели по данным эксперимента, где равновесие не достигается, предложен в [Gregory et al. 2004].

Задача 2. Моделирование изменений климата при попадании большого количества пресной воды в северную Атлантику.

Проведите эксперимент с заданным потоком пресной воды в северную Атлантику (файл INPUTS.TXT), поток должен быть порядка 1 Св.

Через сколько времени изменяется температура поверхности в районе заданного потока пресной воды? Почему температура уменьшается? Что происходит с глобальной температурой и температурой Северного Полушария? Что происходит с температурой в Арктике и почему? Где наиболее существенно меняются осадки и почему?

Задача 3. Моделирование изменений климата вследствие увеличения угла наклона земной оси к плоскости Эклиптики 6-9 тыс. лет назад (оптимум голоцена).

Проведите эксперимент с измененным углом наклона (+1 градус по сравнению с контрольным).

Где происходит потепление, а где похолодание? В какой сезон происходит потепление, а в какой - похолодание? Как изменяются осадки летнего муссона (июнь-сентябрь) в Сахели и в Индии, и почему.

Задача 4. Моделирование компенсации парникового эффекта забросом сульфатного аэрозоля в стратосферу.

Проведите эксперимент с учетверением концентрации CO2 и забросом серосодержащих веществ в стратосферу в размере 7 Мт серы в год. Насколько хорошо удается стабилизировать глобально осредненную температуру? Насколько хорошо удается стабилизировать среднегодовую и среднесезонную температуру в различных районах? За какое время масса аэрозоля выходит на равновесие? Чему равна равновесная масса аэрозоля? Чему равно характерное время жизни аэрозоля? Что происходит с глобально осредненными осадками и почему.

Таким образом, всего нужно было провести 5 численных экспериментов, включая контрольный. Продолжительность каждого расчета составляла 1 сутки реального времени, т.е. около 25 лет модельного времени.

Интересующий нас вывод модели (среднемесячные величины) находится в директории RUN/MON/XY (двумерные поля в плоскости XY,

список всех полей находится в файле MONTHXY.OUT), в директории RUN/MON/YZ (осредненные по долготе поля, список всех полей находится в файле MONTHYZ.OUT). Для некоторых задач может потребоваться меридиональный поток тепла в океане (mht.dat) и меридиональная функция тока в океане (osf.dat) которые находятся в директории RUN/ORES/YZ. В каждой из этих трех директорий с данными находятся примеры ctl-файлов с помощью которых данные можно обрабатывать программой Grads и в которых содержится информация о сетке. Все файлы с данными являются неформатными прямого доступа.

3. Результаты численных экспериментов

3.1. Определение равновесной чувствительности модели к учетверению концентрации CO2

[Группа 1]

Аржанова Н.М. ВНИИГМИ - МЦД, г. Обнинск

Ушаков К.В. ИО РАН, г. Москва

Штабкин Ю.А. ИФА РАН, г. Москва

С климатической моделью ИВМ РАН были выполнены два численных эксперимента, отличающихся концентрацией углекислого газа в атмосфере: контрольный (соответствующий доиндустриальному квазиравновесному состоянию системы, концентрация 288 ppm) и эксперимент “4xCO2” с учетверённой концентрацией (моделирующий отклик системы на "мгновенное" антропогенное воздействие, концентрация 1152 ppm). За 24 часа счёта на 8 процессорных ядрах каждый эксперимент был просчитан на 23 модельных года. На рисунке 1.1 приведены графики изменения глобальной среднегодовой температуры на высоте 2 м для обоих экспермeнтов.

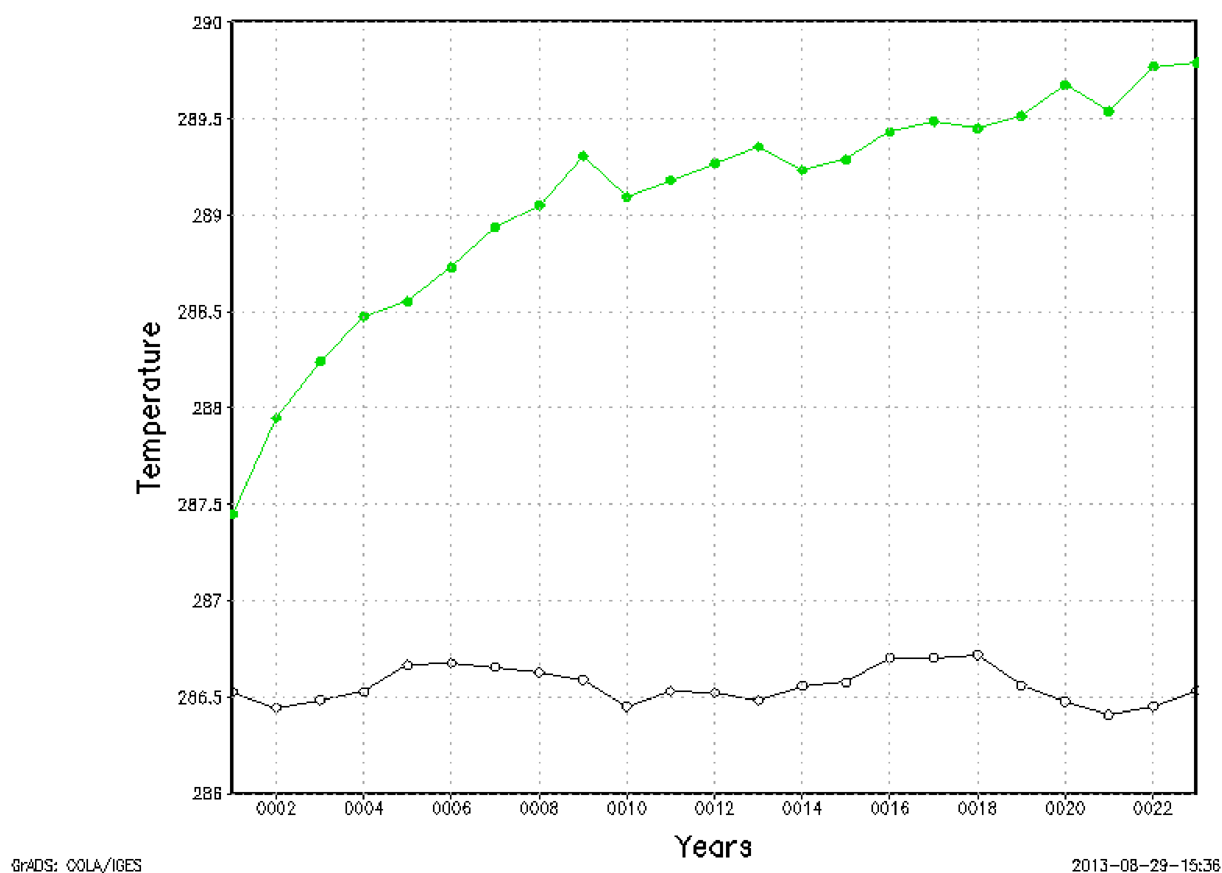


Рис. 1.1. Эволюция среднегодовой температуры на высоте 2 м в контрольном эксперименте (нижняя кривая) и эксперименте 4xCO2 (верхняя кривая)

Отметим, что кривая контрольного эксперимента практически не имеет тренда, что согласуется с предположением о квазиравновесности состояния климатической системы. В эксперименте 4xCO2 температура растёт и за время расчётов не успевает выйти на

стационарное значение. Поэтому для оценки равновесной температуры будем применять экстраполяционный метод [Gregory et al., 2004]. Отметим в координатах “температура - поток” (рис. 1.2) аномалии среднегодовой температуры на высоте 2 м для 23 лет проведённого эксперимента 4xCO2 (по сравнению с контрольным) и соответствующие им значения среднегодовой аномалии поверхностного потока тепла (суммы явного и скрытого тепла, восходящей и нисходящей коротковолновой и длинноволновой радиации).

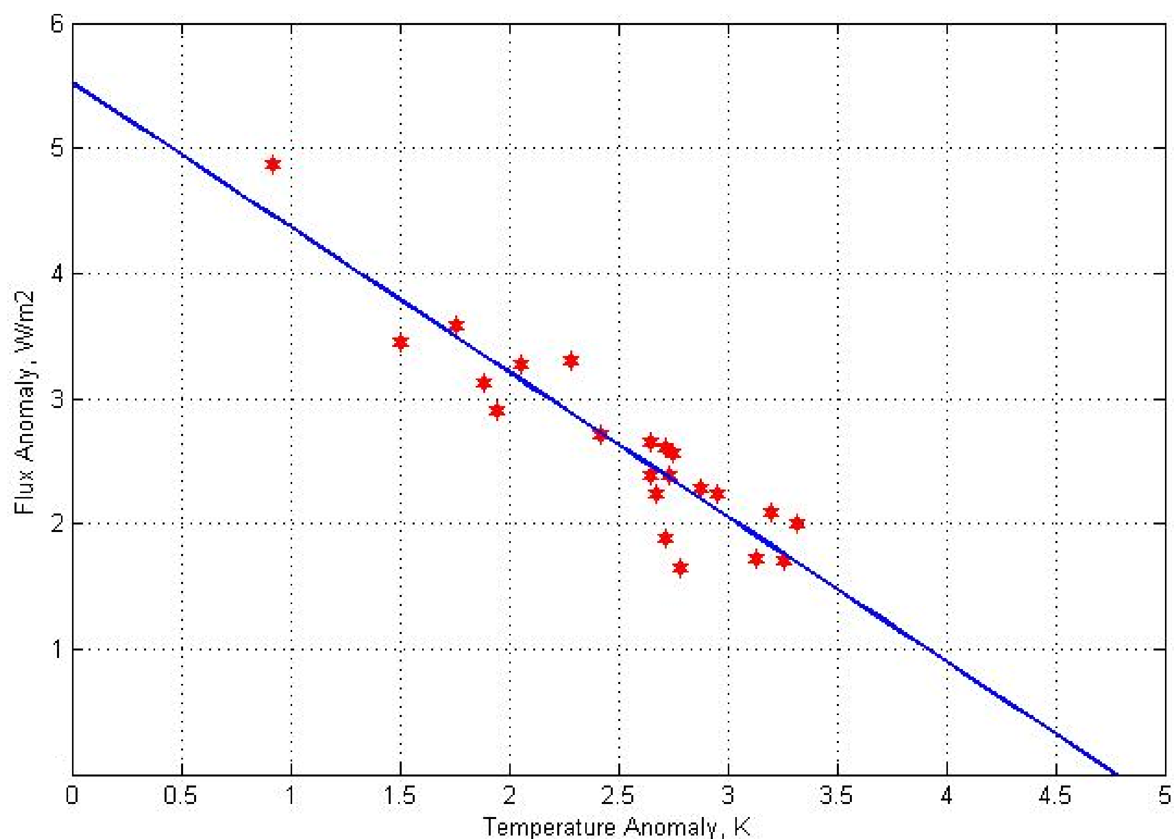


Рис. 1.2. Зависмость аномалии среднего глобального поверхностного потока тепла от аномалии средней глобальной температуры на высоте 2 м (среднегодовые значения в эксперименте 4xCO2 и их аппроксимация методом наименьших квадратов)

Согласно [Gregory et al. 2004], численные эксперменты с большим количеством моделей показывают, что отклик климатической системы (т.е. изменение суммарного

поверхностного потока тепла в ответ на внешний форсинг) оказывается пропорционален изменению средней поверхностной температуры воздуха (мы предполагаем, что то же самое верно для температуры на высоте 2 м). Поэтому график зависмости аномалии поверхностного потока от аномалии температуры должен приедставлять собой прямую. Пресечение этой прямой с осью абсцисс даёт равновесную глобальную температуру, т.е. температуру, при которой потоки тепла сбалансированы в условиях учетверённой концентрации CO2. Пересечение с осью ординат соответствует увеличению поверхностного потока тепла, возникающему сразу после мгновенного повышения концентрации CO2, т.е. за время, малое по сравнению со временем реакции климатической системы. Это значение принято называть радиационным форсингом от увеличения концентрации CO2. Построив по отмеченным точкам прямую методом наименьших квадратов, получим, что при учетверении концентрации углекислого газа равновесное увеличение температуры составляет 4.8K, а мгновенное увеличение поверхностного потока тепла равно 5.5 Вт/м^2.

Рисунок 1.3 показывает географическое распределение температурного отклика модельной климатической системы.

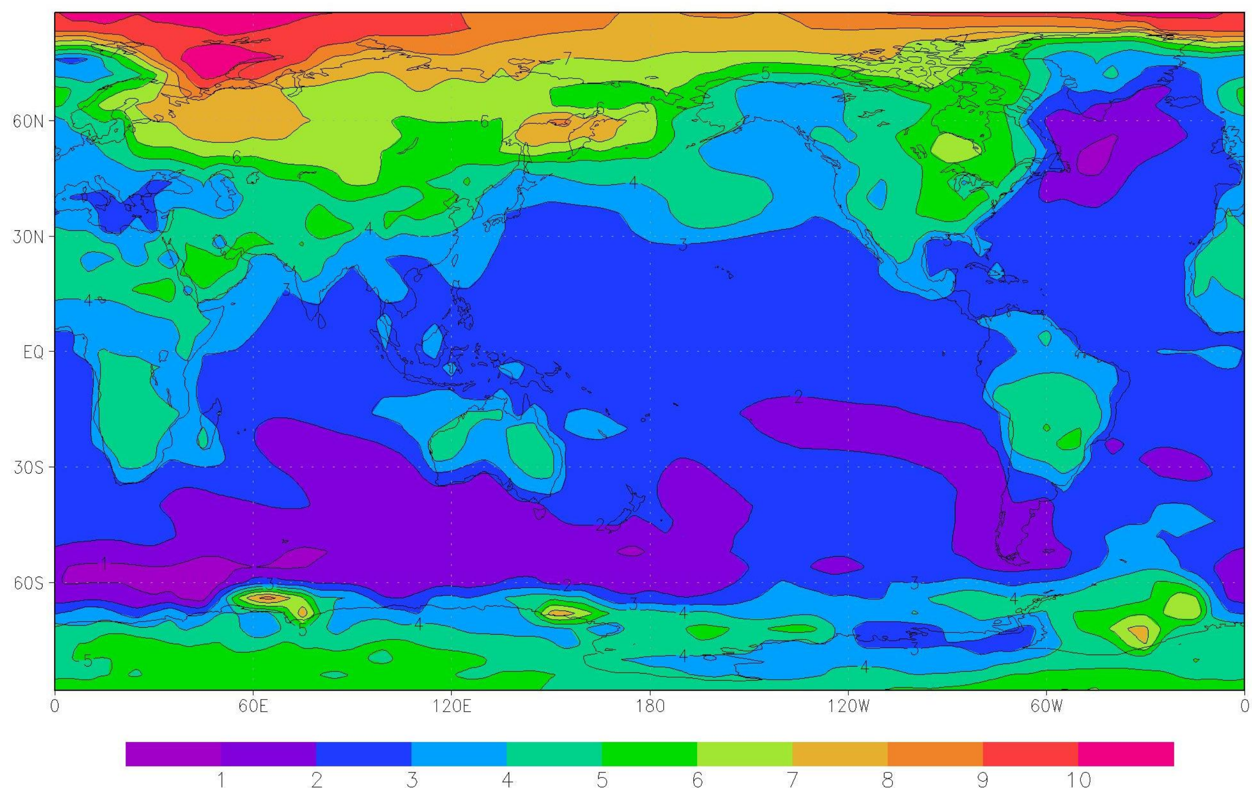


Рис. 1.3. Распределение аномалии среднегодовой температуры в эксперименте 4xCO2.

Аномалия среднегодовой температуры получена осреднением за 20-23 годы

эксперимента 4xCO2 и контрольного. Как и в большинстве работ по моделированию климата, наибольшее увеличение среднегодовой температуры отмечается в Арктике. В модели ИВМ РАН его максимум составляет около 10 градусов и расположен в западной части региона. Схожее распределение потепления получено и в более детальных экспериментах с той же моделью в работе [Володин, Дианский, 2006].

3.2. Моделирование изменений климата при попадании большого количества пресной воды в северную Атлантику

[Группа 2]

Пененко А.В. ИВМиМГ СО РАН, г. Новосибирск

Морозова П.А. ИГ РАН, г. Москва

Морару Е.И. ИМКЭС СО РАН, г. Томск

3.2.1 Описание эксперимента

В рамках данного эксперимента в Северной Атлантике (48.0°-60.0° с.ш., 55°-30.0° з.д., рис.2.1) задавался постоянный источник пресной воды равный 1 Св. Период интегрирования модели составил 25 лет. Полученные результаты сравнивались с результатами контрольного эксперимента, в котором данное воздействие отсутствовало. Был проведен анализ основных параметров, таких как температура и количество осадков.

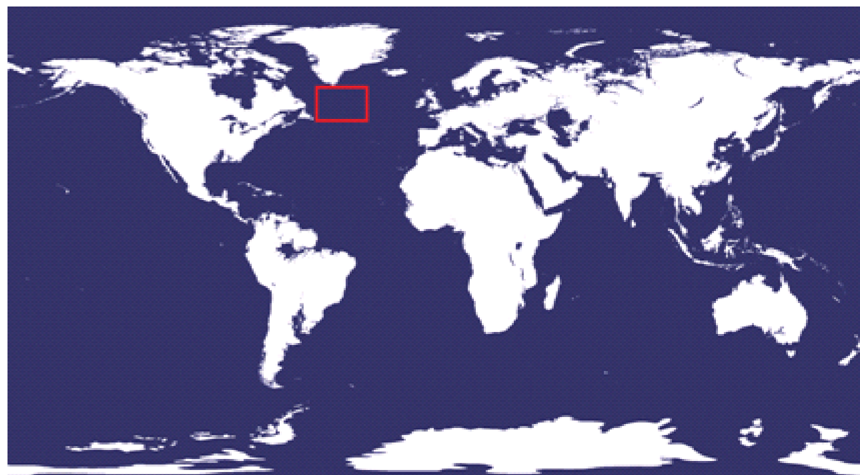


Рис. 2.1 Область, в пределах которой был задан источник пресной воды

3.2.2 Изменение температуры

Рассмотрим изменение температуры поверхности в области распреснения.

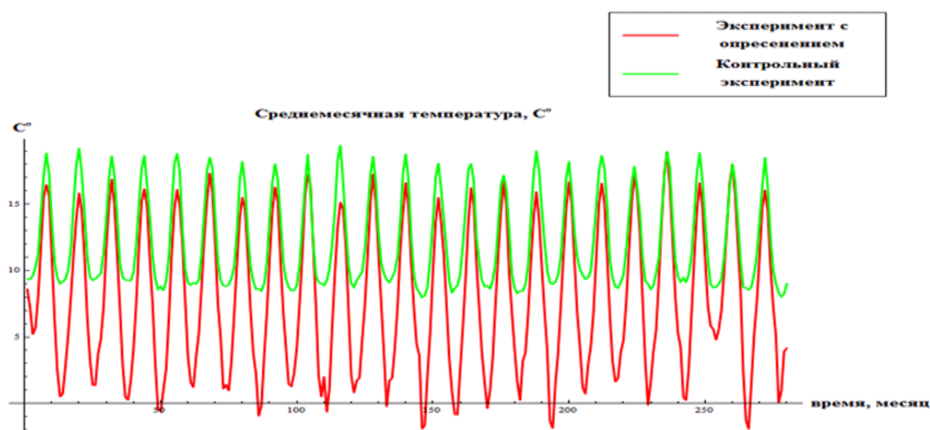


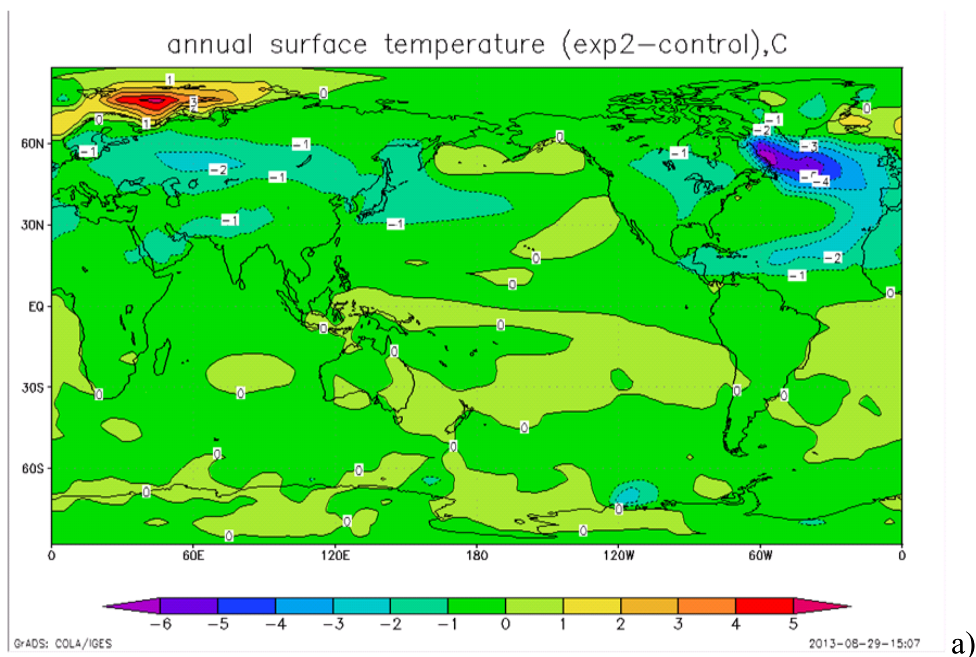
Рис. 2.2 Температура поверхности, осредненная по области распреснения

Как можно видеть из рис.2.2, температура поверхности стала понижаться сразу после начала эксперимента, период адаптации составил около 3-х месяцев. Стоит отметить, что температурный режим зимних месяцев оказался более чувствительным к добавлению пресной воды, нежели летних. Так, зимние аномалии в среднем составили около 8-10 °С, а летние - всего 2-3 °С, т.е. увеличилась амплитуда годового хода. Это произошло потому, что глубокая конвекция в океане, которой препятствует распреснение воды, происходит главным образом зимой. Средегодовая температура понизилась в среднем на 4 °С (рис.2.3)

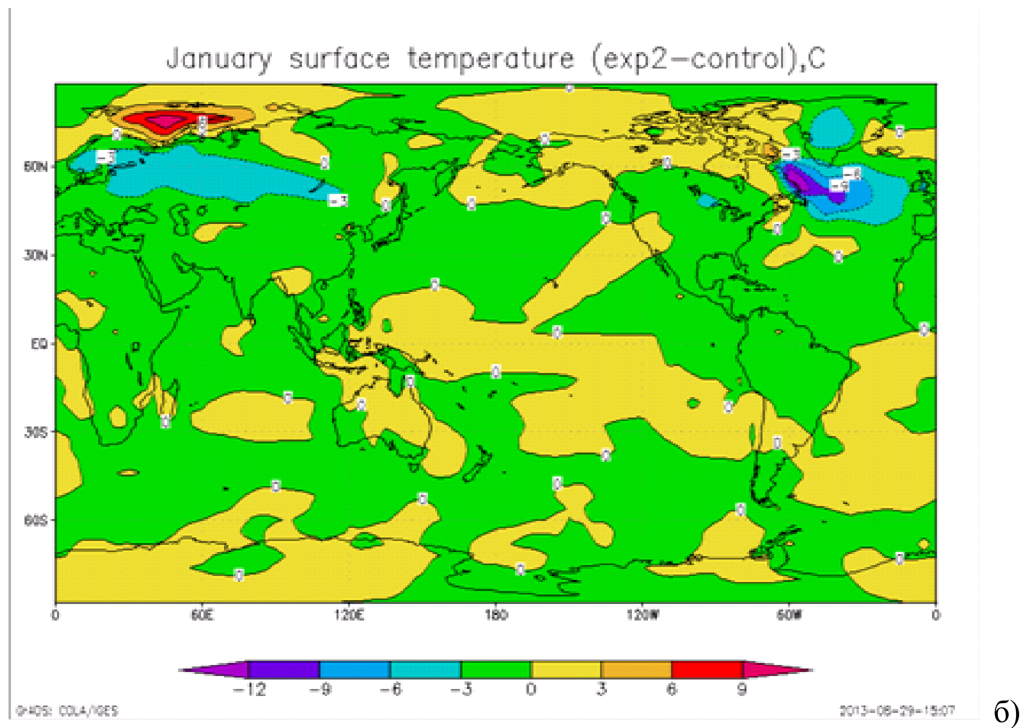


Рисунок 2.3 Среднегодовые температуры в области распреснения

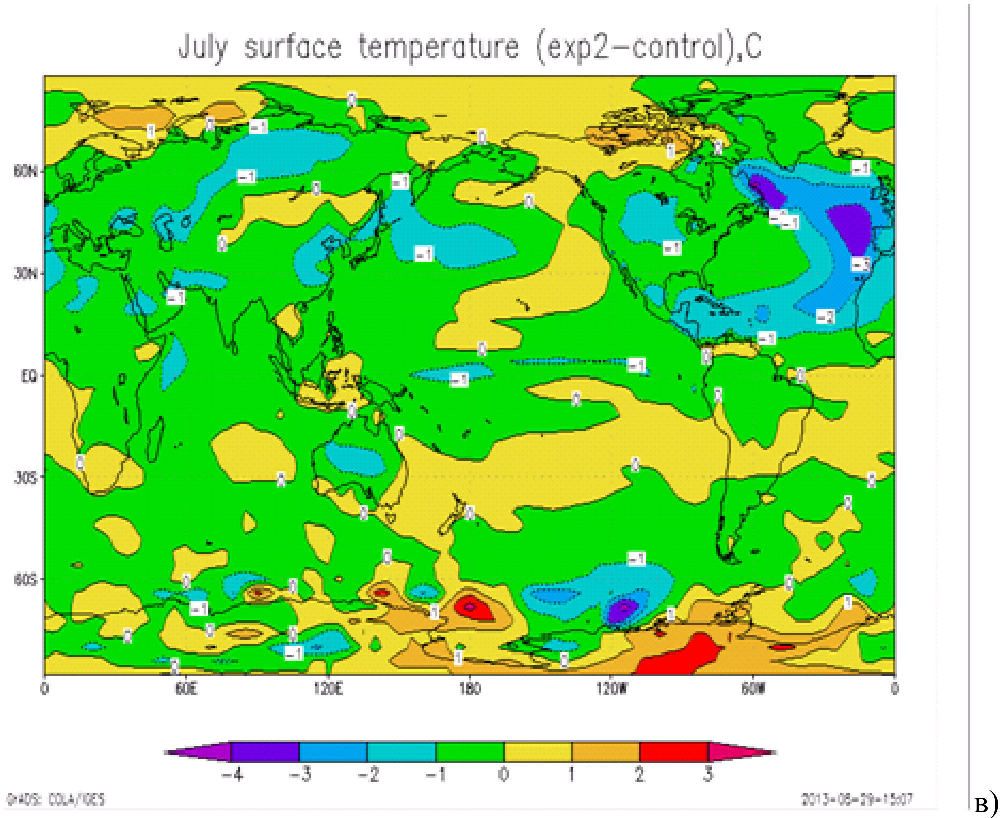
Добавление пресной воды в Северную Атлантику повлияло не только на температурный режим непосредственно в районе опреснения, но и в других регионах. Похолодание наблюдается также у западных берегов Европы и Африки (рис.2.4),и в центральной части Евразии и составляет порядка 2°С, а потепление – в Северном Ледовитом окене, с максимумом в районе Баренцева моря (около 4°С). Похожие результаты были получены в [Dahl et al.,2005]. Стоит также отметить, что положительные аномалии у северных берегов Евразии и отрицательные в центральной ее части более выражены в зимний период, а похолодание в восточной части Атлантического океана (северного полушария), наоборот, в летние месяцы.



а)



б)



в)

Рис. 2.4 Изменение температуры поверхности по сравнению с контрольным экспериментом (а)среднегодовой; б)января; в)июля)

3.2.3 Возможные причины изменения температуры

Наличие постоянного дополнительного источника пресной воды в Северной Атлантике привело к уменьшению толщины верхнего перемешанного слоя океана. Более тонкий перемешанный слой сильнее охлаждался зимой и не успевал прогреться летом до той же температуры, что в контрольном эксперименте. Повышение температуры в Атлантическом секторе Арктики произошло потому, что поток атлантической воды, движущийся в Арктику, отдавал меньше тепла атмосфере над северной Атлантикой. Это видно из данных потока тепла на север, переносимого Атлантическим океаном. Так, на 47 градусе с.ш., у южной границы области, где задан поток пресной воды, поток тепла, осредненный за 11-25 годы эксперимента, составляет 0.67 ПВт как для контрольного эксперимента, так и для эксперимента с потоком пресной воды. На 61 градусе с.ш., у северной границы области, где задан поток пресной воды, поток тепла на север составляет 0.32 ПВт для контрольного эксперимента и 0.51 ПВт для эксперимента с потоком пресной воды. Другими словами, в области, где задан поток пресной воды, поток тепла из Атлантики в атмосферу составляет 0.35 ПВт в контрольном эксперименте и 0.16 ПВт при заданном потоке пресной воды. Соответственно, в последнем случае севернее 61 градуса поток тепла из океана в атмосферу в равновесном случае должен на столько же увеличиться. Если похолодание в северной Атлантике происходит очень быстро, то потепление Арктики начинается лишь примерно на десятый год эксперимента, и достигает максимума через 18-20 лет счета с заданным потоком пресной воды в Атлантику (рис.2.5). Именно такое время требуется в модели атлантической воде, чтобы дойти до Баренцева и Карского морей. Понижение же зимней температуры в центральной части Евразии может быть связано с перестройкой циркуляции, поскольку повышение температуры поверхности в Северном Ледовитом океане должно было привести к сокращению площади морских льдов, что, в свою очередь, могло послужить причиной возникновения антициклональных образований и, как следствие, похолодания в зимний период. Более подробно данный механизм описан, например, в [Cohen et al.,2012]. Другой причиной зимнего похолодания в Евразии является непосредственно понижение в северной Атлантике, откуда воздух зимой воздух нередко переносится к Европе, а затем и к Азии западным переносом.

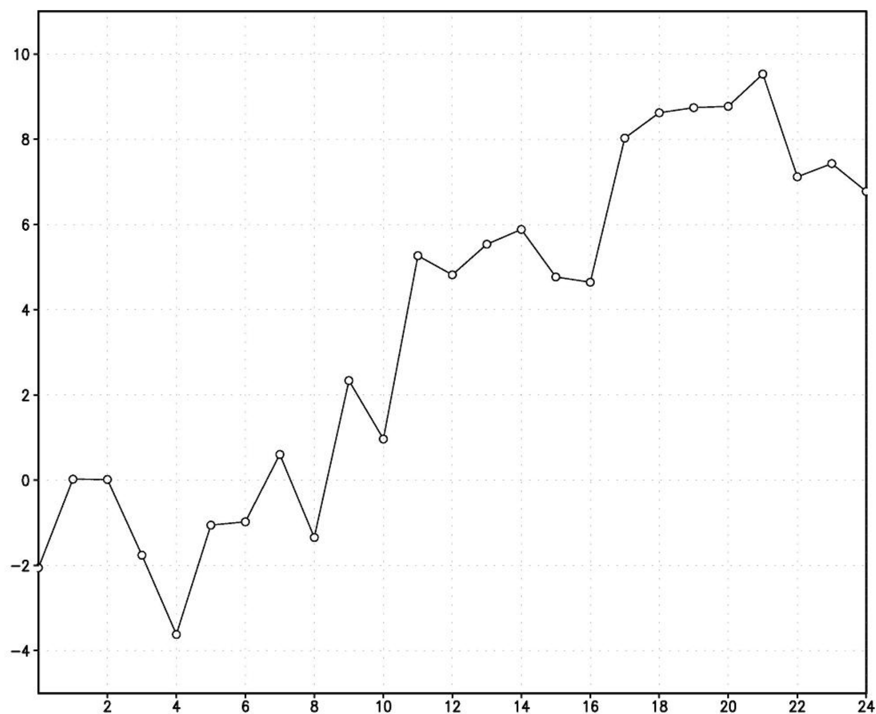


Рис.2.5. Изменение среднегодовой температуры в районе ее наибольшего повышения в Арктике (70-80 градусов с.ш., 30-60 градусов в.д.) по сравнению с контрольным экспериментом.

3.2.4 Изменение режима увлажнения

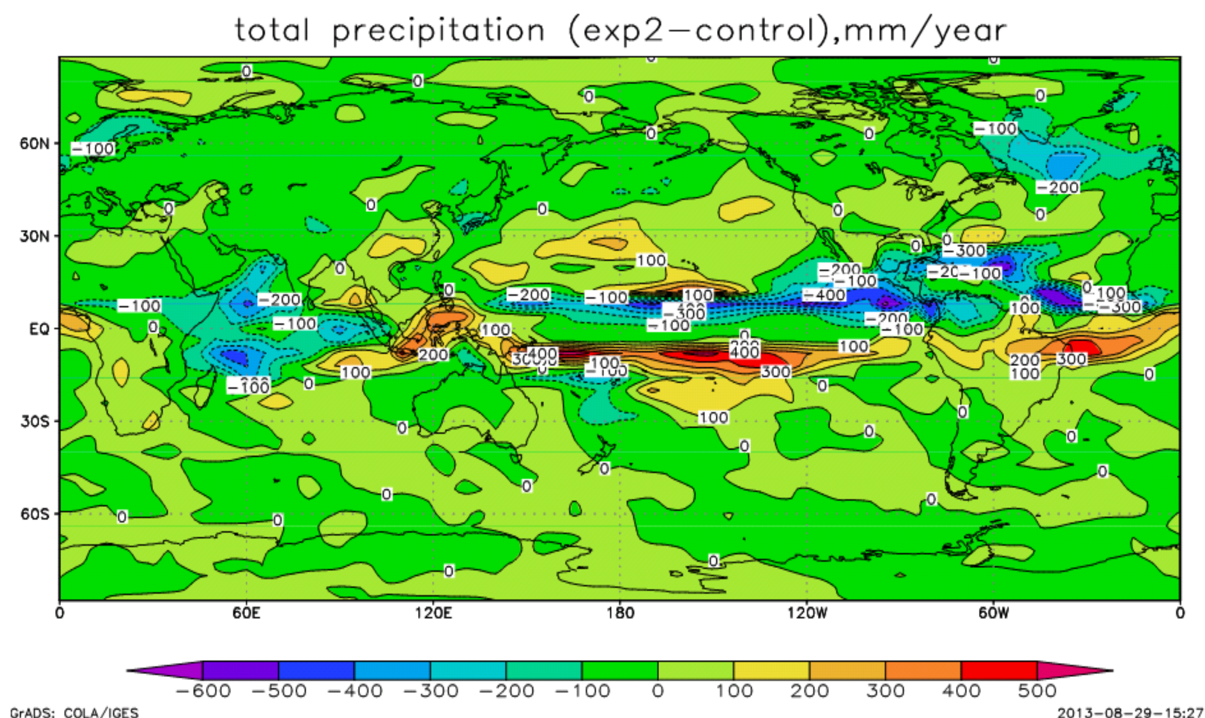


Рис. 2.6 Изменение годовой суммы осадков по сравнению с контрольным экспериментом

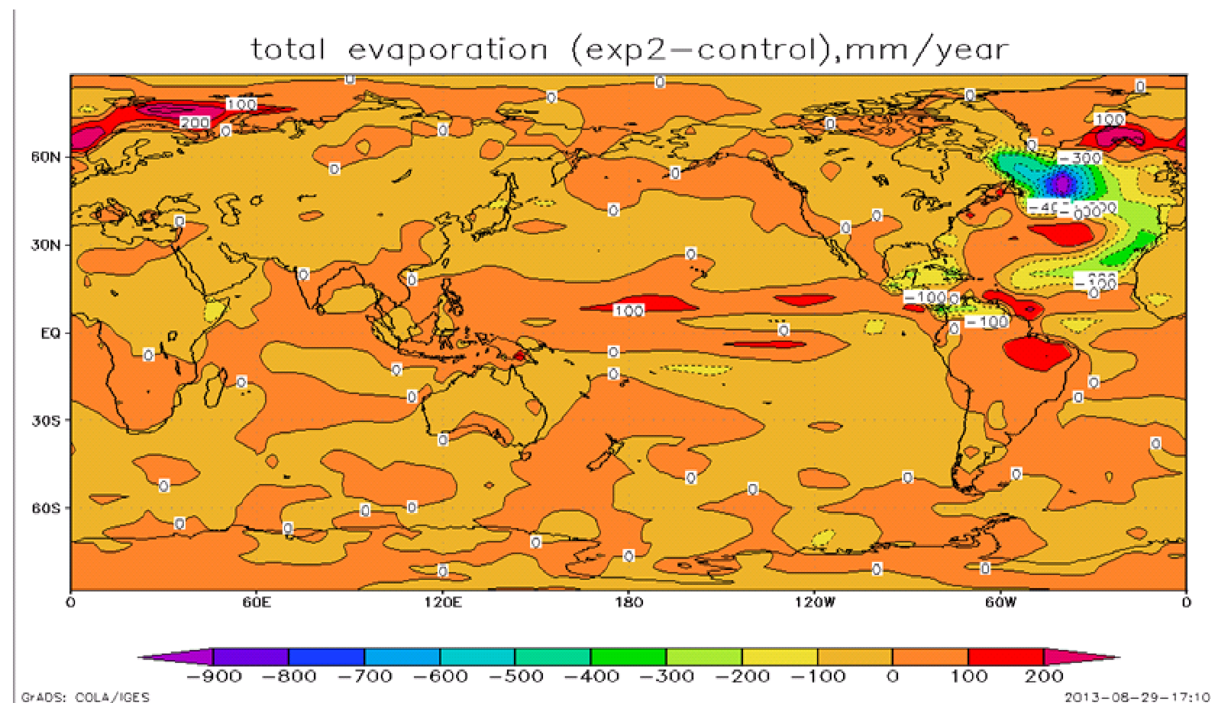


Рис. 2.7 Изменение годового испарения по сравнению с контрольным экспериментом

Изменение температуры поверхности в свою очередь привело и к изменению режима увлажнения. Как можно видеть из рис.2.6. наиболее ярко это проявилось в приэкваториальной области и связано со смещением внутритропической зоны

конвергенции (ВЗК). Понижение температуры в северном полушарии привело к тому, что максимум температуры сместился к югу, а поскольку ВЗК располагается на широте с максимальной температурой, то вслед за смещением температурного максимума к югу, туда же сместился и максимум осадков. Еще одним регионом в котором можно выделить значимые изменения является Северная Атлантика, там в связи с похолоданием значительно уменьшилось испарение с поверхности (рис.2.7), что повлияло на количество осадков - их также стало меньше как над этим регионом, так и на севере Европы, поскольку влагосодержание воздушных масс, приходящих туда с Атлантики уменьшилось, однако этот дефицит несколько компенсируется возросшим испарением вдоль северного побержья Европы.

3.2.5 Исторические аналогии

Как уже отмечалось выше, подобные случаи попадания большого количества пресной воды в Северную Атлантику имели место в истории Земли. Ближайшее из событий - похолодание раннего дриаса. Распространенная гипотеза, объясняющая генезис раннего дриаса (11,0 –10,2 т.к.л.н.), заключается в следующем [Broecer et al, 1988]. За время аллереда - предшествовавшего теплого периода - дегляциация Европы завершилась практически полностью, а в Северной Америке край Лаврентийского ледника отступил к нынешним Великим озерам. До этого момента воды с тающего Лаврентийского ледникового щита собирались по системе рек бассейна Миссисипи и переносились в Мексиканский залив. При смещении края ледника на север, талые воды собирались перед его краем в тектонической ложбине, которая в настоящее время частично заполнена водами системы Великих озер. Это гигантское «праозеро» называют оз. Агассиз, из него, по реке Св. Лаврентия и осуществлялся сток талых вод в Северную Атлантику. В [Leverington, 2000], на основе литологического анализа осадков эпохи молодого дриаса, предполагается, что мог иметь место катастрофический прорыв, в результате которого озеро Агассиз сбросило воду в течение 1 года. В этом случае расход вод составит 0,3 – 0,35 Св, что примерно в 3 раза больше среднего расхода современной Амазонки. Другим механизмом опреснения Северной Атлантики мог быть айсберговый сток с гренландского, лаврентийского и скандинавского ледниковых щитов. В [Waelbroeck., Labeyrie, 2002] анализируются результаты многочисленных колонок морских отложений, свидетельствующих о значительном айсберговом стоке как с Северной Америки, так и с Европы.

3.2.5 Основные выводы

На основе проведенных численных экспериментов можно сделать следующие выводы

- климатическая модель INMCM оказалась чувствительна к изменению граничных условий (добавление пресной воды в Северную Атлантику);

- при анализе результатов численного эксперимента были обнаружены следующие эффекты :
    - похолодание в районе распреснения (среднегодовая аномалия около 4-4,5 °C);
    - похолодание у западных берегов Европы и Африки (около 2°C, преимущественно в летний период) и в центральной части Евразии (около 2,5°C, более выражено зимой);
    - потепление в Северном Ледовитом окене, с максимумом в районе Баренцева моря (около 4°C, более выражено в зимний период);
    - в районе экватора наблюдается смещение максимума осадков к югу;
    - уменьшение испарения и осадков над Северной Атлантикой;

3.3. Моделирование изменений климата вследствие увеличения угла наклона земной оси к плоскости Эклиптики 6-9 тыс. лет назад (оптимум голоцена)

[Группа 3]

Мартынова Ю.В. СибНИГМИ, г. Новосибирск; ИМКЭ С СО РАН, г. Томск

Монзикова А.К. РГГМУ, г. Санкт-Петербург

Шульгина Т.М. ИМКЭС СО РАН, г. Томск

3.3.1. Описание эксперимента

В рамках данного эксперимента было проведено моделирование климатической ситуации, характерной для 6-9 тыс. лет назад, для чего участниками группы был изменен входной параметр модели ИВМ РАН, задающий угол наклона земной оси к плоскости Эклиптики, с 23.441° на 24.441°. Длина периода моделирования в условиях увеличенного угла наклона земной оси составила 24 года. Для выявления климатических изменений результаты данного моделирования сравнивались с результатами контрольного моделирования с углом наклона, соответствующему современному.

3.3.2. Изменение температуры

Построенная карта географического распределения разницы среднегодовых температур на 2 м между оптимумом голоцена и современной демонстрирует значительное потепление в высоких широтах и похолодание в низких (рис. 3.1). Подобное поведение закономерно, т.к. вследствие изменения угла наклона земной оси к плоскости Эклиптики происходит перераспределение поступающей солнечной радиации на верхней границе атмосферы

таким образом, что выше примерно сороковой широты количество поступающей солнечной радиации увеличивается, а ниже уменьшается (рис. 3.2).

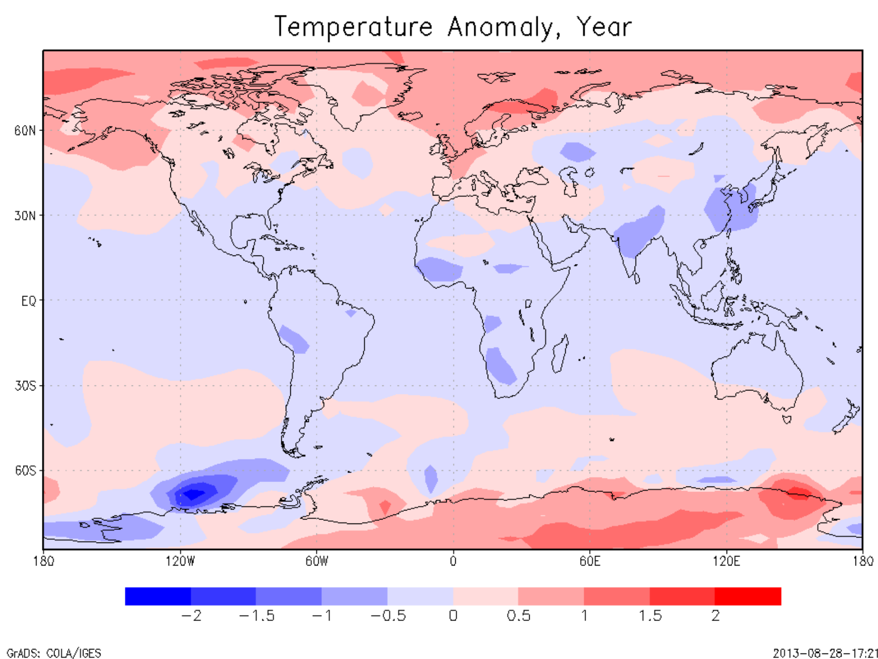


Рис. 3.1 Изменение среднегодовой температуры на 2 м по сравнению с контрольным экспериментом

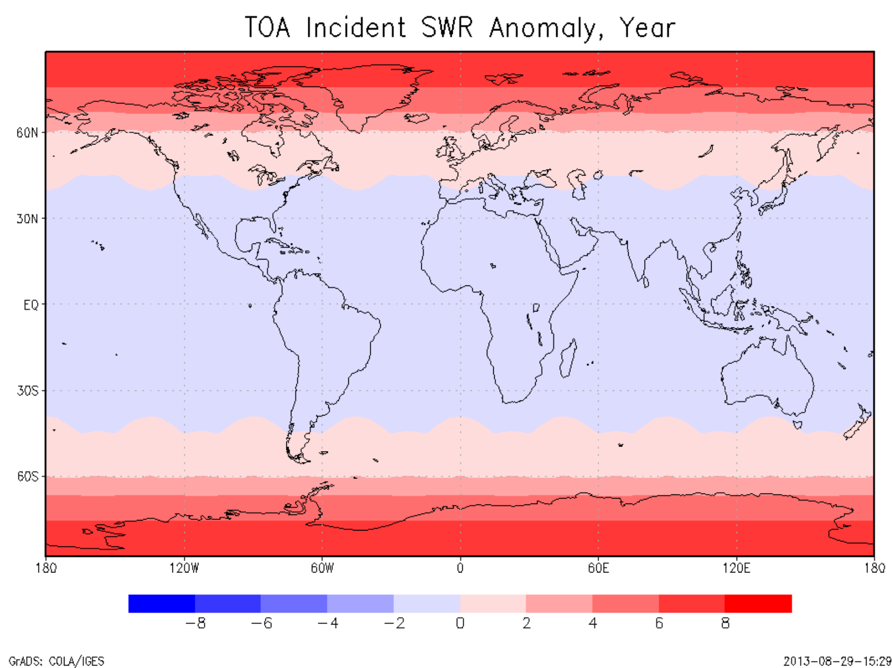


Рис. 3.2 Изменение распределения среднегодового количества коротковолновой радиации на верхней границе атмосферы по сравнению с контрольным экспериментом

Анализ среднесезонных значений температуры воздуха на 2 м показал, что независимо от сезона в экваториальных широтах Южного полушария в период оптимума голоцена характерны более низкие, чем современные, температуры (рис. 3.3). Кроме того, в целом, более низкие температуры были характерны для низких широт обоих полушарий в весенний и летний сезоны, а также для высоких широт Северного полушария в зимний сезон и Южного полушария в летний сезон. Более высокие температуры в период оптимума голоцена можно отметить для высоких широт обоих полушарий, а также для высоких широт Северного полушария в летний сезон и Южного полушария - в зимний.

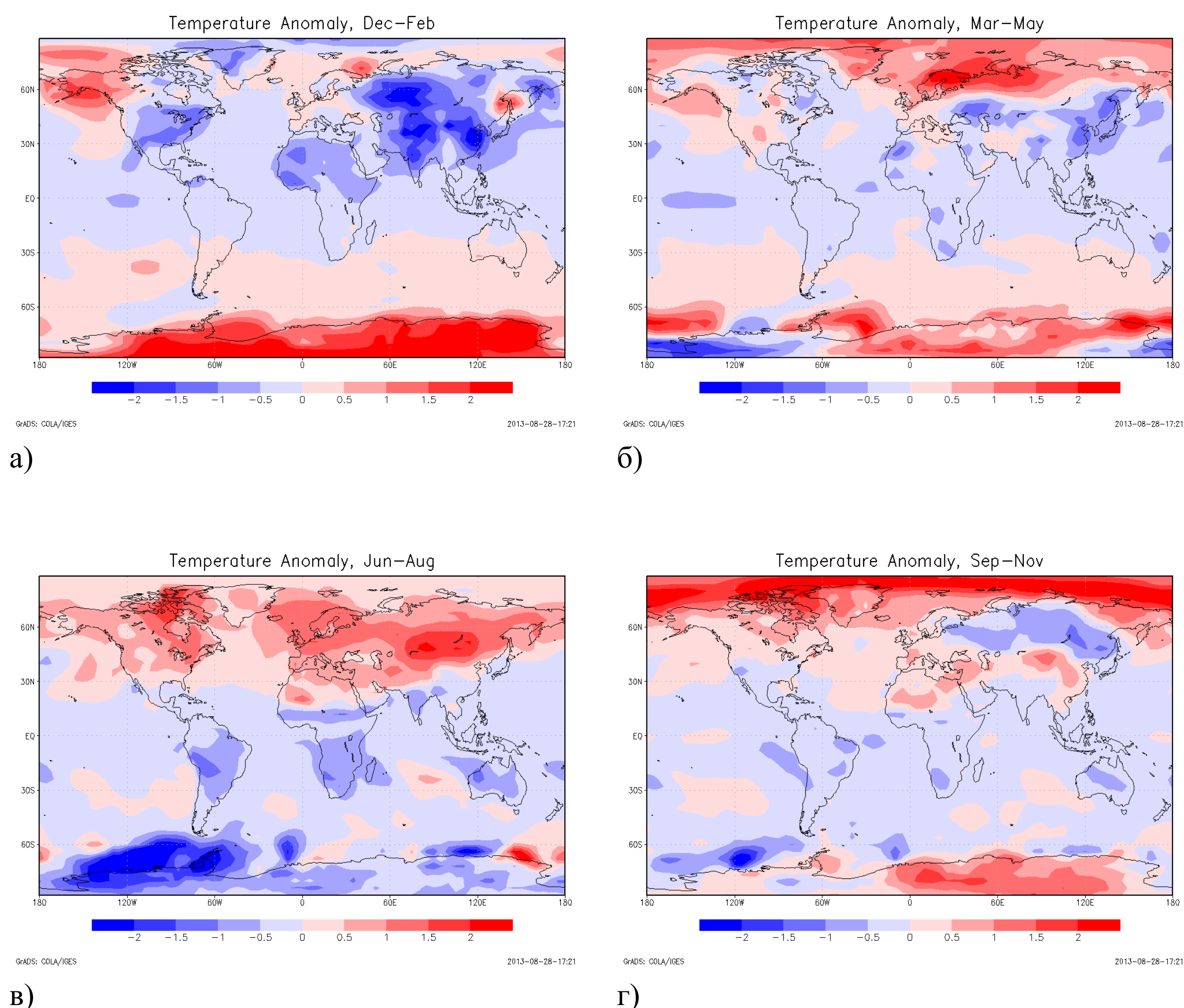


Рис. 3.3 Изменение среднесезонной температуры на 2 м по сравнению с контрольным экспериментом (а) зима, б) весна, в) лето, г) осень).

3.3.2. Изменение осадков летнего муссона в Сахели и в Индии

Летний индийский муссон - это система ветров, которая возникает над Индийским океаном и югом Азии вследствие того, что летом суша (Азия) теплее, чем Индийский океан. В результате этого воздух поднимается над более теплой сушей и опускается над более холодным океаном. Это значит, что вблизи поверхности Земли воздух должен двигаться с океана на сушу. Поскольку это происходит на вращающейся Земле, на этот поток воздуха действует сила Кориолиса, отклоняющая его влево в южном полушарии и вправо в северном полушарии. Именно в этом состоит причина западных и юго-западных ветров в муссонном районе к северу от Экватора, и восточных-юго-восточных к югу от экватора (рис.3.4).У северного края области западных ветров, а также там, где приземный поток воздуха встречает препятствия в виде гор, происходит подъем влажного воздуха, и выпадают муссонные дожди. В условиях оптимума голоцена летом северного полушария Азия нагревается сильнее, а Индийский океан - меньше, чем в современных условиях (рис.3.5). Поэтому разность температуры между нагретым континентом и более холодным океаном в условиях оптимума голоцена больше, чем в современных условиях. Это приводит к более интенсивным муссонным ветрам и к большему распространению западных муссонных ветров на север (рис.3.6). Именно поэтому увеличивается и количество муссонных осадков (рис.3.7). Причины усиления африканского муссона, как и увеличения количества муссонных осадков в Сахели, те же, что и в случае индийского муссона.

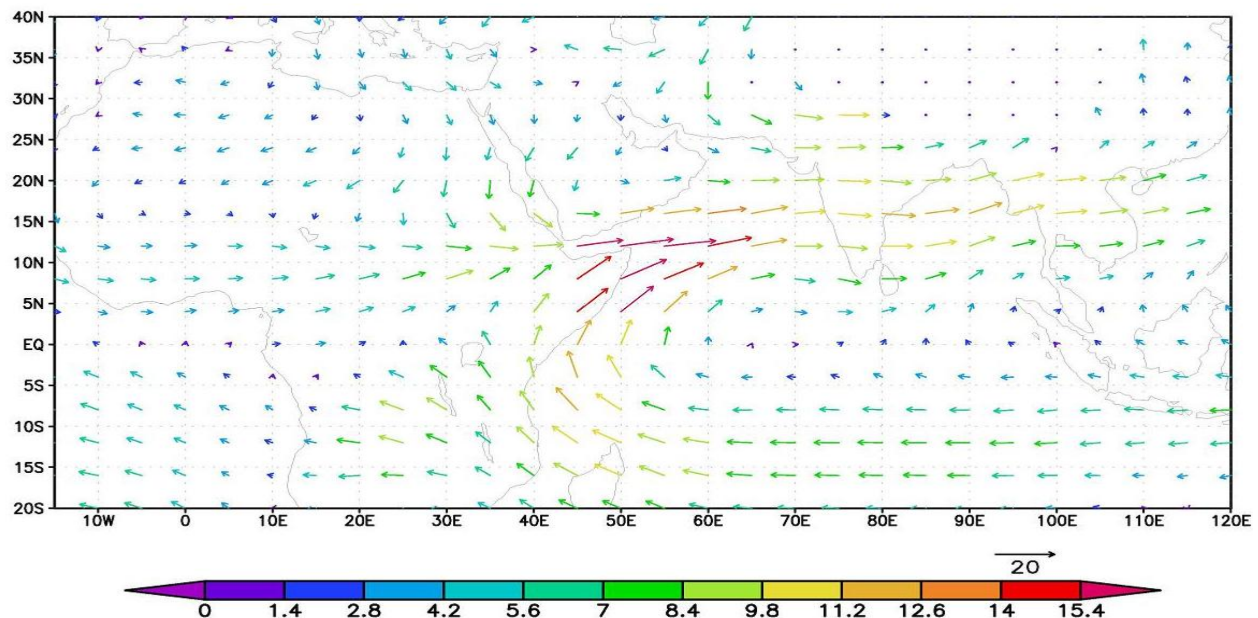


Рис.3.4. Скорость ветра (м/с) на 850 гПа в июле в модели. Данные осреднены 24 года контрольного эксперимента.

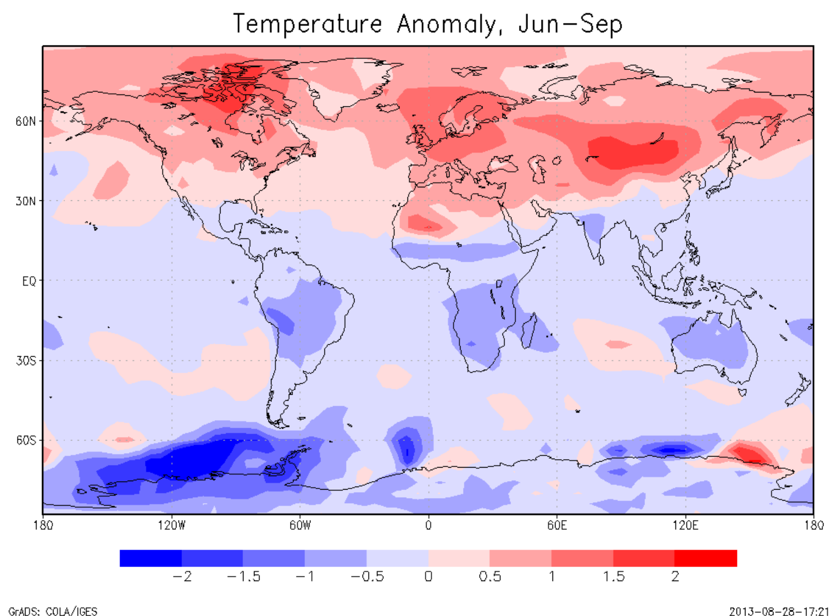


Рис. 3.5. Изменение средней за период с июня по сентябрь температуры (К) воздуа у поверхности по сравнению с контрольным экспериментом.

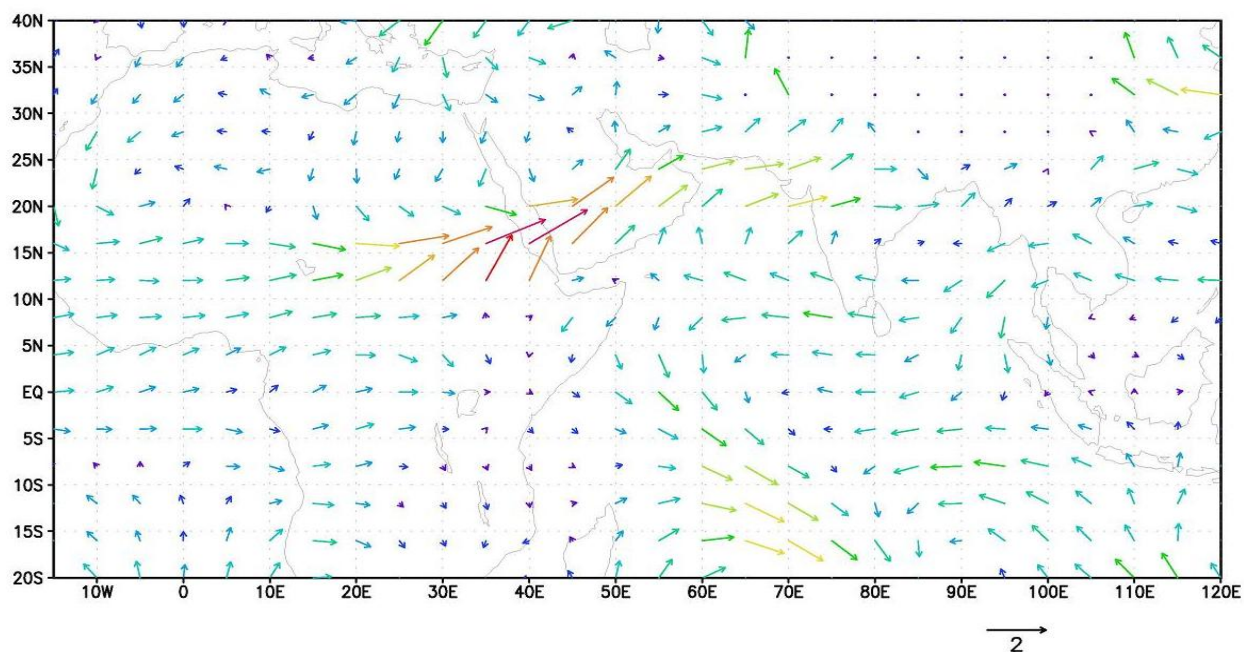


Рис. 3.6. Изменение средней за период с июня по сентябрь скорости ветра (м/с) на 850 гПа по сравнению с контрольным экспериментом.

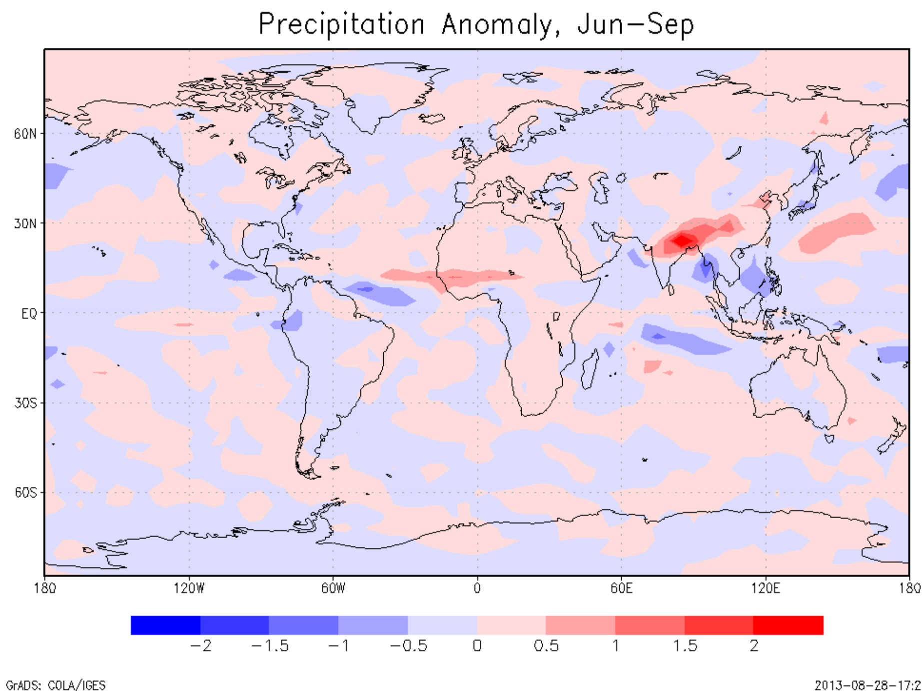


Рис. 3.7. Изменение среднего за период с июня по сентябрь количества осадков (мм/сут) по сравнению с контрольным экспериментом.

3.4. Моделирование эффекта компенсации 4-х кратного увеличения содержания двуокиси углерода в атмосфере путем заброса в стратосферу серосодержащего аэрозоля.

[Группа 4]
Борзенкова А.В. — ИГ РАН, г.Москва
Окладников И.Г. — ИМКЭС СО РАН, г.Томск; СЦ КЛИО, г.Томск
Варгин П.Н. — ЦАО Росгидромета, г.Долгопрудный

3.4.1. Введение

Несмотря на предпринимаемые в последние 20 лет мировым сообществом меры по ограничению выбросов парниковых газов (Рамочная конвенция ООН по изменению климата, Киотский протокол), антропогенные выбросы в атмосферу продолжают ежегодно

увеличиваться, в результате ежегодно растет их концентрация в атмосфере (бюллетень ВМО, 2012). В ближайшие десятилетия рост антропогенных выбросов продолжится, а следовательно, будет увеличиваться и концентрация парниковых газов в атмосфере.

В этой связи в последние годы увеличился интерес к исследованиям, получившим название "геоинженеринг" - о методах искусственного сдерживания или компенсации глобального потепления климата из-за роста содержания парниковых газов. Наибольшее внимание при этом уделяется методу, основанному на внесении (забросе) в стратосферу серосодержащих аэрозолей. Известно, что после сильнейших извержений вулканов (Кракатау в Индонезии в 1883 г. и Пинатубо на Филиппинах в 1991 г.) в результате заброса в стратосферу большого количества аэрозоля в течение примерно 2 лет наблюдалось снижение приземной температуры. Впервые данный метод был предложен академиком М.И.Будыко в 1974 г. В последние годы этот метод в том числе и на основе натурных экспериментов анализировался в работах Израэль и др (2007, 2009), с использованием численного моделирования Володин и др. (2012), Елисеев и др. (2009) и др. Технические возможности, возможные как положительные, так и отрицательные последствия применения данного метода, а также роль размера забрасываемых в стратосферу аэрозольных частиц рассматривались в работах Robock et al., (2009), Rash et al.,(2008) и др.

В целом – применение данного метода позволяет компенсировать увеличение температуры на поверхности из-за роста концентраций парниковых газов в атмосфере, однако среди негативных последствий – существенное перераспределение осадков, продолжается повышение кислотности океана, усиление разрушения озона в стратосфере (как это было после извержений, например, вулкана Пинатубо). Кроме этого в настоящее время не существует технических возможностей для такого крупномасштабного и ежегодного заброса аэрозоля в стратосферу.

Однако отсутствие в настоящее время надежды на существенное ограничение и уменьшение антропогенных глобальных выбросов в краткосрочной и среднесрочной перспективе, требуют продолжения исследований в области геоинженеринга.

3.4.2. Описание эксперимента

В рамках поставленной задачи участниками 4-й группы были выполнены расчеты на климатической модели ИВМ РАН с увеличенным в 4 раза содержанием основного парникового газа – двуокиси углерода CO2 и ежегодной эмиссией серосодержащего аэрозоля величиной 7 Мега тонн в год, поступающей в стратосферу равномерно в течение года.

Высота заброса задавалась в нижней стратосфере (18-20 км) вблизи экватора, заброс не зависит от географической долготы и происходит симметрично по отношению к

экватору, так же, как в работе Володин и др. (2012). При забросе вблизи экватора количество аэрозоля на всех широтах сравнимо, а при эмиссии в умеренных и высоких широтах масса аэрозоля в тропиках намного меньше массы аэрозоля в высоких широтах.

Для примера, извержение вулкана Пинатубо привело к выбросу в атмосферу более 20 Мт диоксида серы (SO_2). В проведенных расчетах считалось, что аэрозольные частицы не влияют на уходящую длинноволновую радиацию. Увеличение содержания CO_2 в 4 раза относительно прединдустриального уровня соответствует увеличению отношения смеси CO_2 в атмосфере от 288 млн$^{-1}$ до 1152 млн$^{-1}$.

Полученные в рамках практического занятия результаты расчета сравнивались с контрольным экспериментом, соответствующим климату с увеличенным в 4 раза содержанием CO_2, но без внесения в стратосферу серосодержащего аэрозоля. Продолжительность расчета составляла 20 лет.

3.4.3. Анализ результатов

Динамика изменения приземной температуры воздуха в результате эксперимента представлена на рис.4.1. Внесение серного аэрозоля привело к снижению величины увеличения приземной температуры: как показали результаты анализа модельных расчетов, увеличение среднегодовой глобальной температуры при росте концентрации CO_2 в 4 раза, составило около 4 К, то при расчете с внесением серосожержащего аэрозоля увеличение температуры в среднем не превышает 0.5К, кроме первых двух лет, когда потепление достигало 1 градуса, т.к. масса аэрозоля в атмосфере еще не вышла на равновесие.

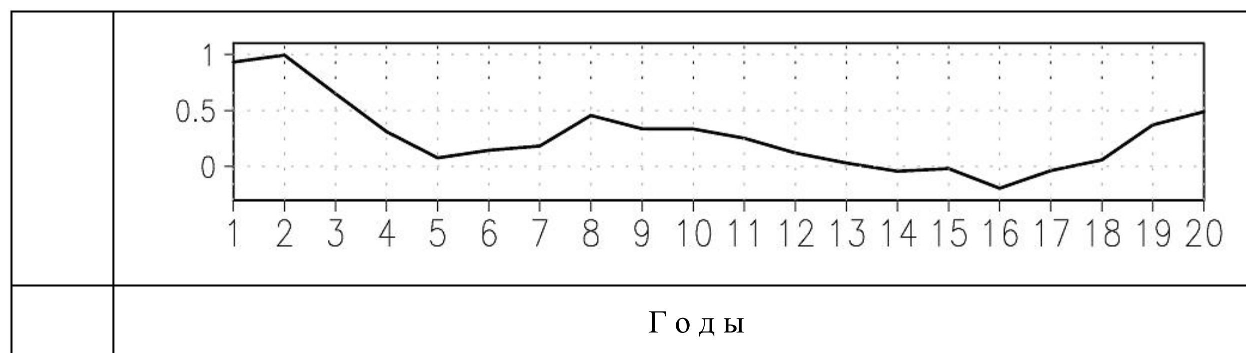
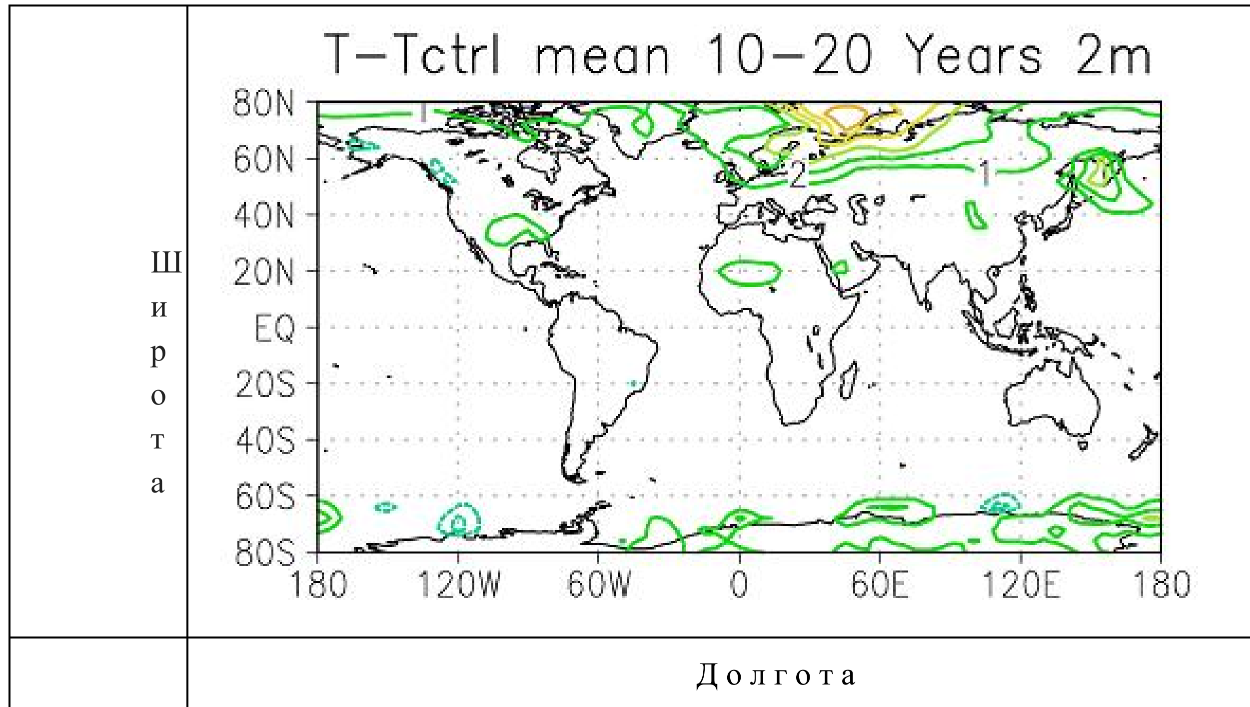


Рис. 4.1. Среднегодовое изменение глобально осредненной приземной температуры (К) при увеличенном в 4 раза содержании CO2 и забросе 7 Мт/год серосодержащего аэрозоля.

При этом распределение изменений температуры воздуха в результате

эксперимента достаточно неравномерное (рис. 4.2). При осреднении за период с 10 по 20-й годы наибольшее увеличение температуры воздуха происходит в Арктике (более 6 градусов), а также на Дальнем Востоке (до 3 градусов). Таким образом, результаты моделирования показывают, что в этих регионах не удается ослабить связанное с увеличением содержания CO_2 потепление глобального климата. Во всех остальных регионах изменение температуры не превышает 1 градуса.

Ш и р о т а



Д о л г о т а

Рис. 4.2. Различие в приземной температуре воздуха (K) между расчетами с внесением серы и контрольным расчетом при осреднении с 10-го по 20-й годы.

Анализ пространственной структуры изменения температуры в различные сезоны показал, что в летний сезон в северном полушарии наблюдается увеличение температуры на 1 градус в регионе Европы и снижение на 1 градус в Западной Сибири (Рис 4.3а). В зимний сезон по сравнению с летним наблюдаются более значительные различия (аномалии) температуры - наибольшие положительные аномалии до 10 градусов видны в северо-восточной Европе (Рис 4.3б). Это даже больше, чем зимнее потепление при учетверении концентрации СО2 без компенсации геоинженерным воздействием. Такая реакция климатической системы на введение сульфатного аэрозоля объясняется следующим. При образовании аэрозоля в стратосфере происходит рост температуры до 6-9 градусов на тех широтах, где нет полярной ночи, и аэрозоль поглощает некоторую часть солнечного излучения (рис.4.4). Однако, в высоких широтах северного полушария в условиях полярной ночи нагревания не происходит, а происходит охлаждение, вызванное динамическими причинами. Изменение градиента температуры в стратосфере приводит к значительному, до 30 м/с, увеличению скорости зонального ветра вблизи 60 градуса с.ш.

Это, как и по данным наблюдений (Baldwin and Dunkerton, 1999) приводит к распространению аномалии скорости ветра вниз, и является причиной более положительного индекса арктического колебания (рис.4.5) и к значительного потепления на севере Европы, да и во всей северной половине Евразии.

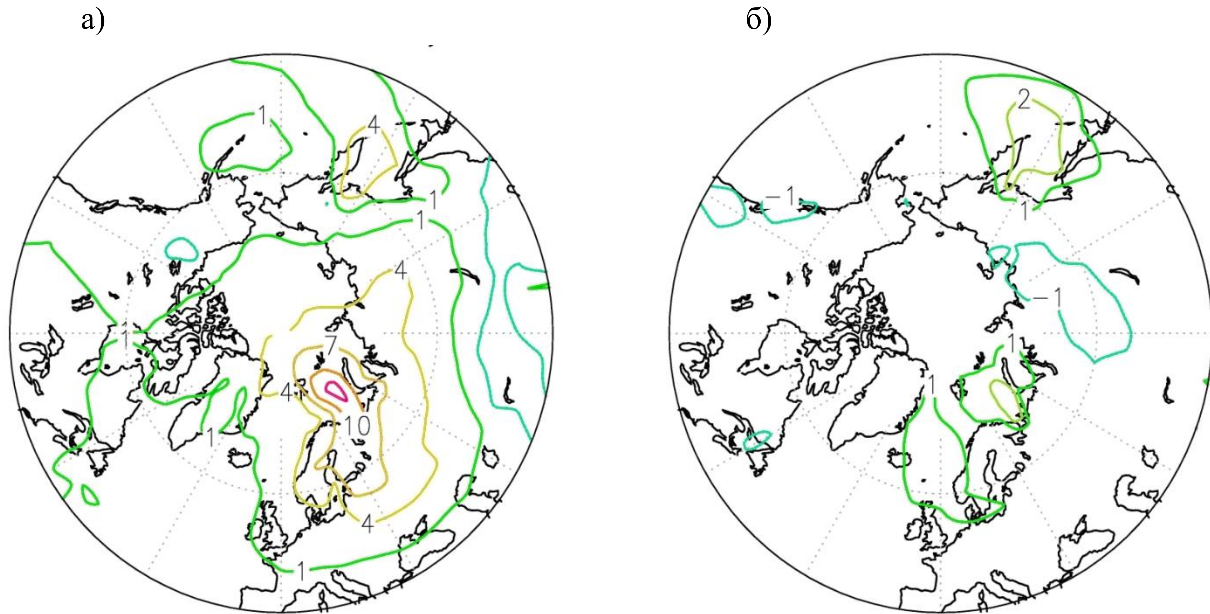
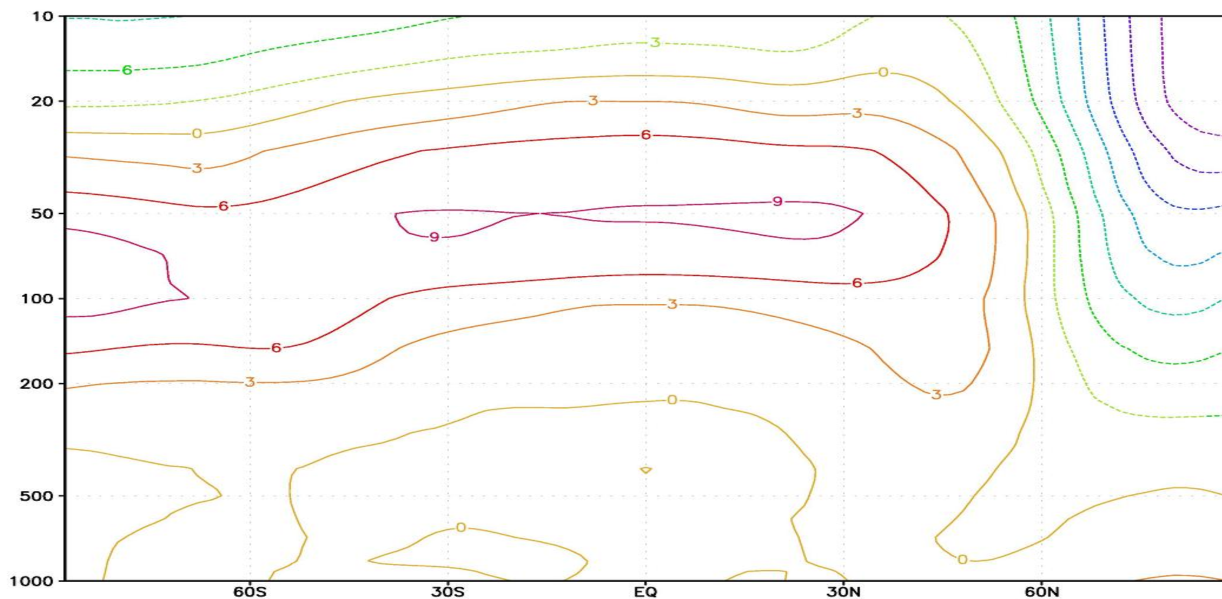


Рис. 4.3. Изменение приземной температуры (К) в Северном полушарии в летний (а) и зимний (б) сезоны при осреднении с 10-й по 20-й год моделирования



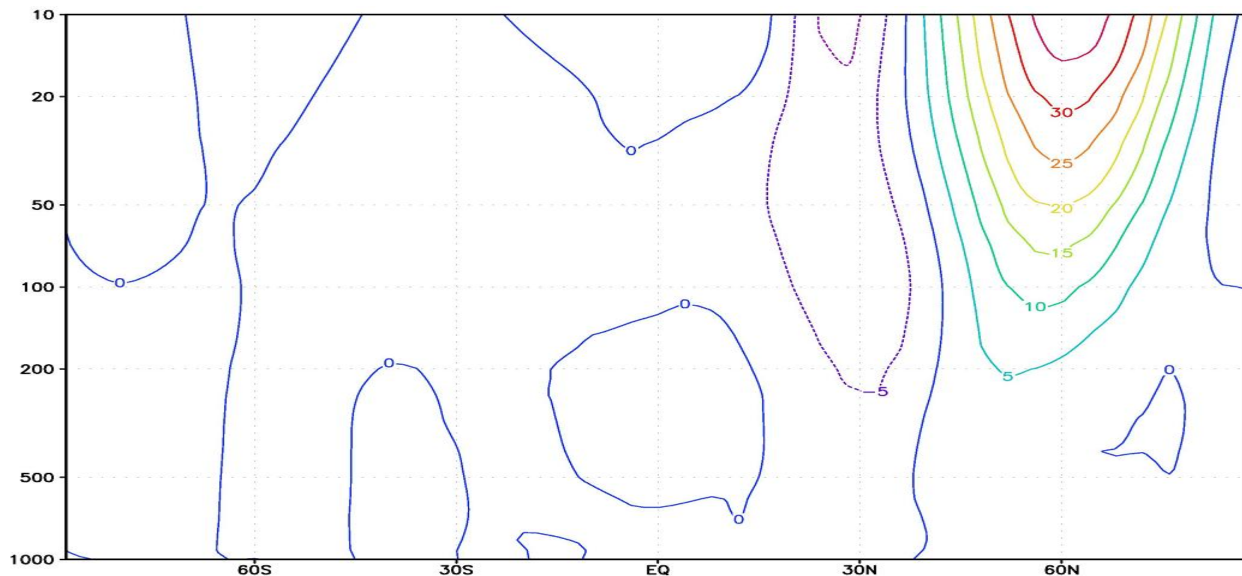


Рис.4.4. Разность скорости температуры, К (вверху) и зональной скорости ветра, м/с (внизу) осредненных вдоль круга широты в декабре-феврале в эксперименте с геоинженерным воздействием и контрольном эксперименте.

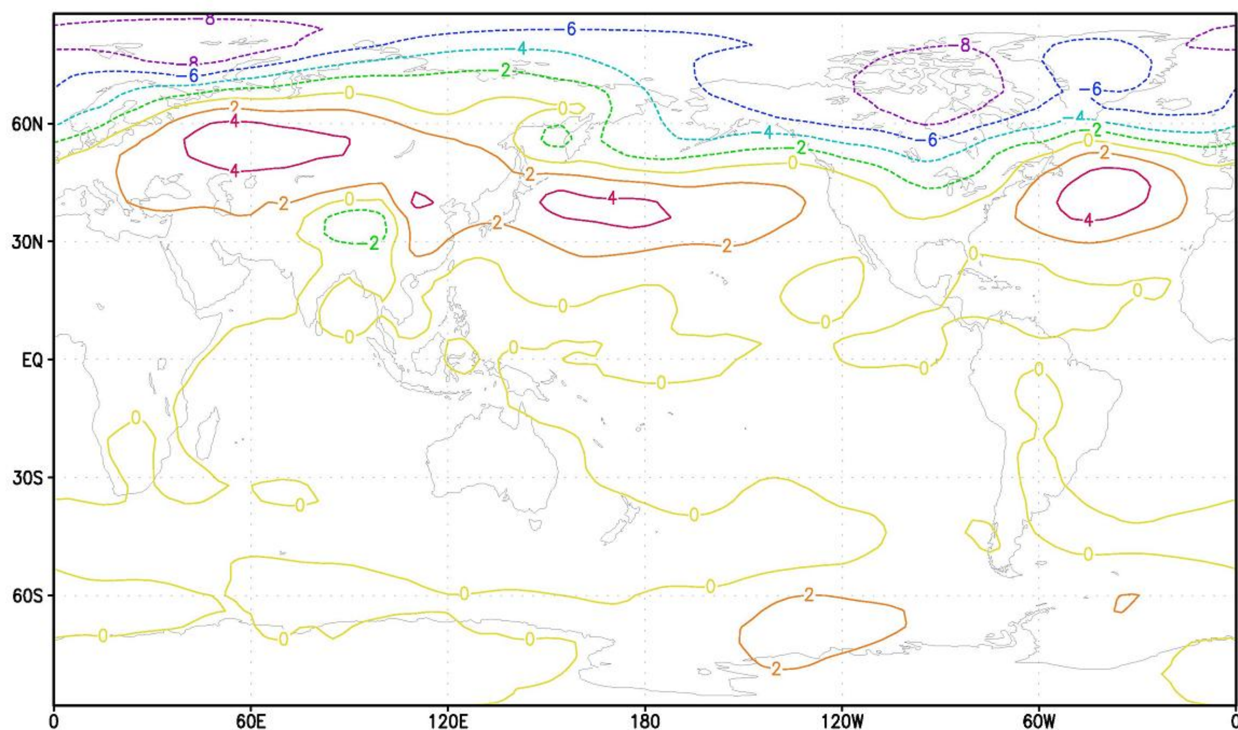
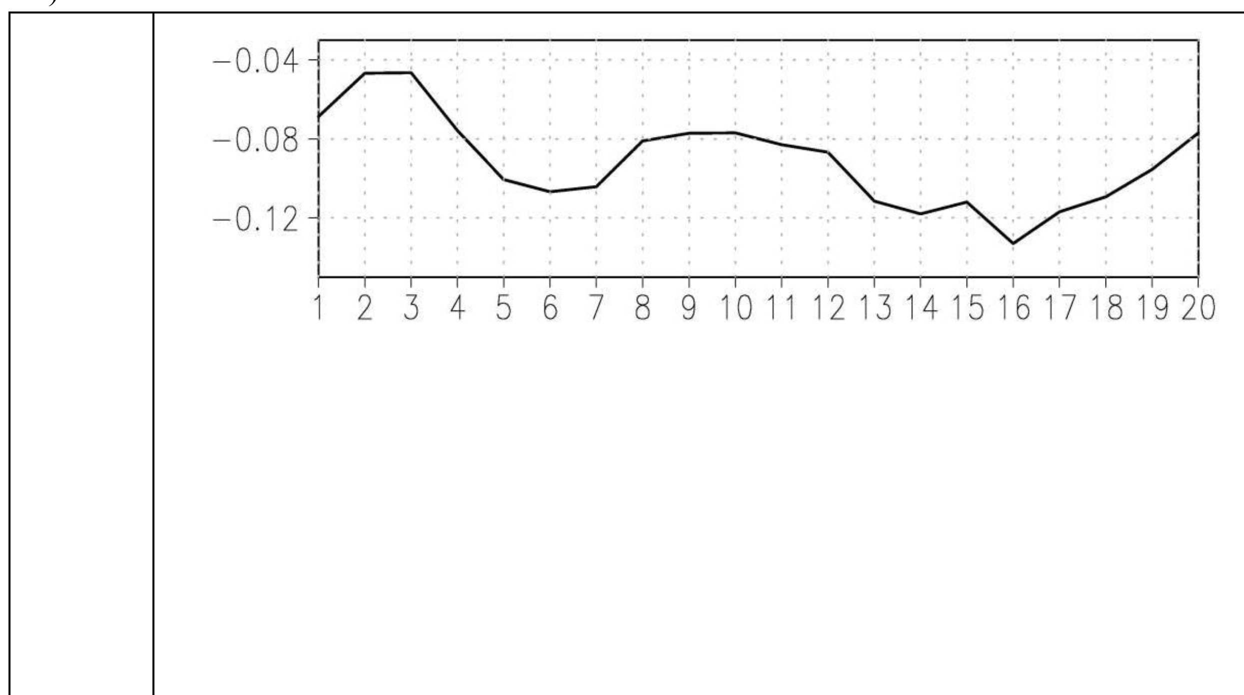


Рис.4.5. Разность давления на уровне моря, гПа, в декабре-феврале в эксперименте с геоинженерным воздействием и контрольном эксперименте.

В результате эксперимента наблюдается общее снижение количества осадков (рис. 4.6).

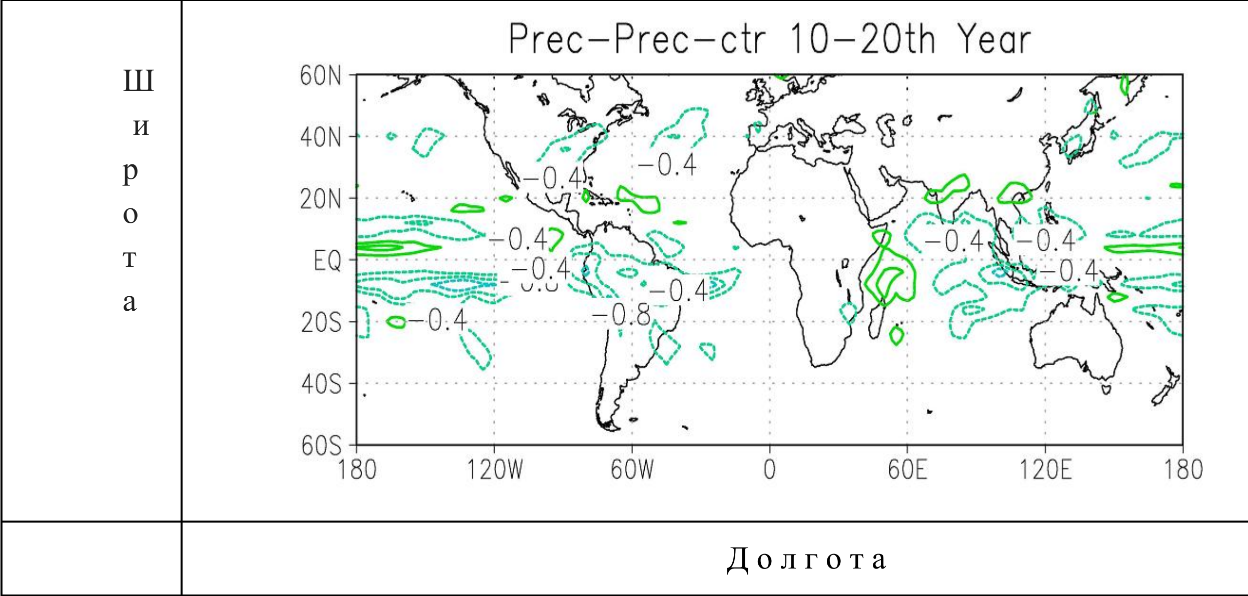


	Г о д ы

Рис. 4.6. Среднегодовое изменение глобально осредненной суточной интенсивности осадков (мм/сутки).

При этом наибольше снижение осадков наблюдается в тропиках (рис.4.7)

Ш и р о т а



Д о л г о т а

Рис. 4.7. Различие в суточной интенсивности осадков (мм / сутки) для области широт от 60° с.ш. до 60° ю.ш. между расчетами с внесением серы и контрольным расчетом при осреднении с 10-го по 20-й год моделирования.

При осреднении с 10-го по 20-й годы наблюдается снижение осадков в районе Индонезии, северной и центральной части Южной Америки и тропиках Тихого океана. Увеличение осадков наблюдается на экваторе в центральной части Тихого океана, а также около восточного побережья Африки (в западной части Индийского океана).

Отметим, что уменьшение глобально осредненных осадков по модельным результатам происходит примерно настолько, насколько увеличивается отраженное солнечное излучение, т.е. $\Delta PR \cdot L \cdot \rho = \Delta SW$, где ΔPR - изменение осадков, L - теплота парообразования воды, ρ - плотность воды, ΔSW - изменение отраженной солнечной радиации на верхней границе атмосферы.

Что касается изменения количества серосодержащего аэрозоля в результате эксперимента, то после начала внесения аэрозоля в стратосферу его содержание становится близким к равновесному через 3-4 года (рис.4.8)

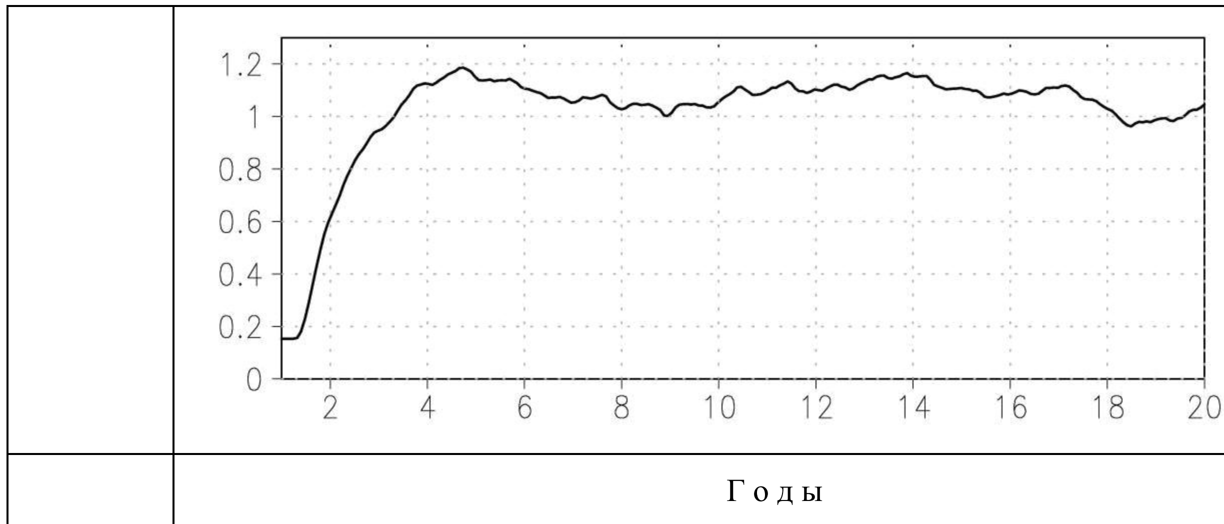


Рис. 4.8. Глобально осредненное содержание аэрозоля [10^{-7}] в нижней стратосфере на уровне давления 50 гПа (~22 км)

Значение общего содержания серосодержащего аэрозоля в атмосфере G (мега тонн - Мт) было получено путем интегрирования содержания аэрозоля по всему диапазону высот от 1000 до 10 гПа и всей атмосфере по формуле:

$$G = a \cdot b \cdot c \cdot \sum_{i=1}^{16} (\partial p_i \overline{M_i})$$

где a=5.3·10^{18} - суммарная масса воздуха в атмосфере Земли (кг), b=32/154 – массовая доля серы в аэрозоле , c= 10-9 – множитель для перевода кг в Мт, d = 1013 гПа – сумма давлений во всех слоях, ∂p_i – различие между i и i+1 уровнями давления (гПа), $\overline{M}_i$ - среднеглобальное содержание аэрозоля между i и i+1 уровнями давления.

При анализе динамики его изменения можно сказать, что после 3-4 лет содержание аэрозоля стабилизируется в области 8 Мт (рис. 4.9). Учитывая ежегодную скорость внесения аэрозоля в стратосферу 7 Мт, можно сделать вывод, что характерное время жизни серосодержащего аэрозоля составляет около 1 года.

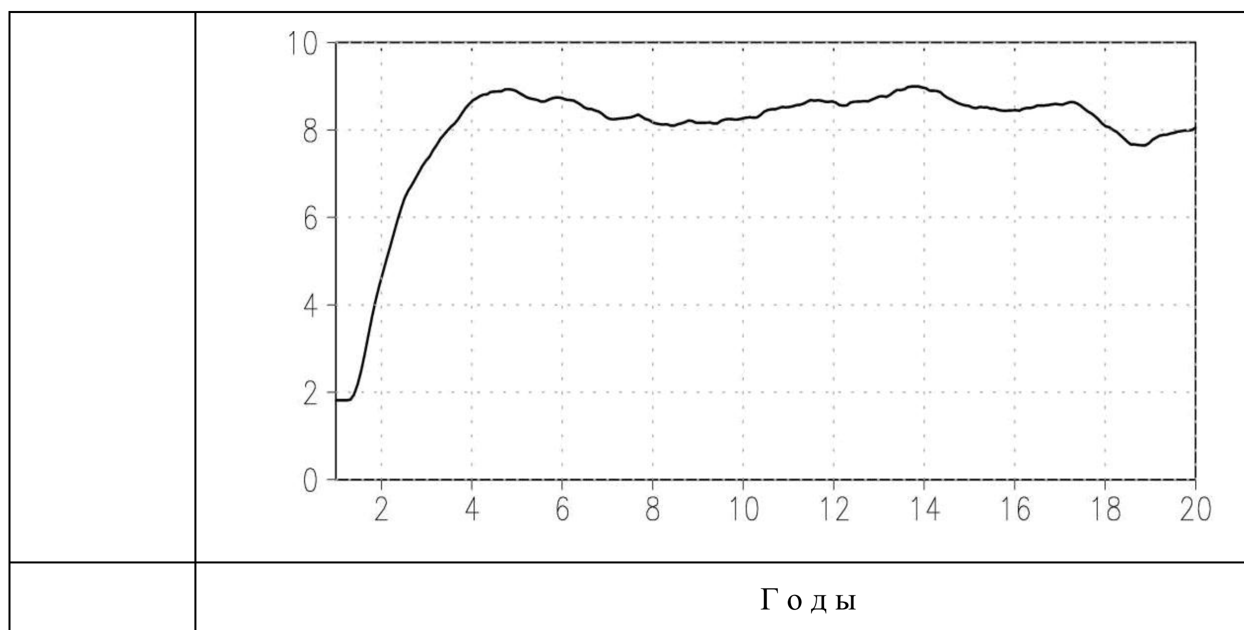
	
	Г о д ы

Рис. 4.9. Общее содержание серы в атмосфере (Мт) в ходе модельного эксперимента.

3.4.3. Выводы

Проведен численный эксперимент по моделированию геоинженерного воздействия на климат – компенсации 4-х кратного увеличения содержания двуокиси углерода в атмосфере путем заброса в нижнюю стратосферу вблизи экватора серосодержащего аэрозоля. Анализ результатов эксперимента позволяет сделать следующие выводы:

- Внесение серосодержащего аэрозоля приводит к снижению среднегодовых глобальных осадков
- Наблюдаются существенные различия в изменении приземной температуры в различных регионах. Наибольшие изменения наблюдаются в Арктике. В целом, не удается компенсировать связанное с 4-х кратным ростом CO_2 глобальное потепление – рост температуры в Арктике сохраняется и достигает более 6-7 К.
- Через 3-4 года после начала эксперимента наблюдается стабилизация содержания серосодержащего аэрозоля в атмосфере - его равновесное содержание составляет 8 Мт.

Примечание.

Все графики, а также расчеты при анализе результатов моделирования были выполнены с использованием интерактивного бесплатного пакета GRADS (http://www.iges.org/grads/).

4. Заключение

Таким образом, в рамках практикума была проведена серия численных экспериментов с климатической моделью INMCM3 для решения следующих задач моделирования климата:

1. Оценка равновесной чувствительности к учетверению концентрации CO2 в атмосфере.
2. Моделирование изменений климата вследствие попадания большого количества пресной воды в северную Атлантику
3. Моделирование изменения климата вследствие изменения наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики.
4. Моделирование компенсации глобального потепления введением в стратосферу серосодержащих веществ.

5. Литература

Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лыкосов В.Н. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН // М., Препринт ИВМ РАН. 1998. 180с.

Бюллетень Всемирной метеорологической организации по парниковым газам, 2012 http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/documents/GHG_Bulletin_No.8_ru.pdf

Володин Е.М., Дианский Н.А. Моделирование изменений климата в XX-XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.2006. Т. 42. N 3. С. 291-306.

Володин Е.М. Модель общей циркуляции атмосферы и океана с углеродным циклом // Изв РАН Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. N 3. С. 298-313.

Володин Е.М., Кострыкин С.В., Рябошапко А.Г. Моделирование изменения климата вследствие введения серосодержащих веществ в стратосферу. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т.47, N4, С.467-476.

Володин Е.М., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность-почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. N 4. С. 453-465.

Галин В.Я. Параметризация радиационных процессов в атмосферной модели ИВМ // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. N 3. С. 380-389.

Гусев А.В. Численная модель гидродинамики океана в криволинейных координатах для воспроизведения циркуляции мирового океана и его отдельных акваторий. // ИВМ РАН. Диссертация на соиск. уч. ст. к.ф.-м.н. 2009. 164 с.

Дианский Н.А., Володин Е.М. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. N 6. С. 824-840.

Елисеев А.В., Мохов И.И. Модельные оценки эффективности ослабления и предотвращения глобального потепления климата в зависимости от сценариев контролируемых аэрозольных эмиссий в стратосферу // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* Т.45. №.2. стр. 232-244, 2009.

Израэль Ю.А., Борзенкова И. И., Северов Д. А., Роль стратосферного аэрозоля в сохранении современного климата, *Метеорология и гидрология*, 2007

Израэль Ю.А., В. М. Захаров, Н. Н. Петров, А. Г. Рябошапко, В. Н. Иванов, А. В. Савченко, Ю. В. Андреев, Ю. А. Пузов, Б. Г. Данелян, В. П. Куляпин**,** Натурный эксперимент по исследованию прохождения солнечного излучения через аэрозольные слои, *Метеорология и гидрология*, № 5, стр.5-15, 2009

Baldwin, M.P., Dunkerton T.J. Downward propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, J. Geophys. Res.1999, V104, P.30937-30946.

Betts A.K. A new convective adjustment scheme. Part 1. Observational and theoretical basis // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1986. V. 112. P. 677-691.

Braconnot et al. 2012. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data, Nature Climate Change V 2, P. 417-424, doi:10.1038/nclimate1456

Broecker W.S., Andree W., Wolli H., et al. A case in support of meltwater as the trigger for the onset of the Younger Dryas // Paleoceanography.1988.Vol.3. P.1-19.

Cohen, J., J. C. Furtado, M. A. Barlow, V. A. Alexeev, and J. E. Cherry. Arctic warming, increasing fall snow cover and widespread boreal winter cooling. Environ. Res. Lett. 2012. 7, 014007, doi:10.1088/1748-9326/7/1/014007.

Dahl K., Broccoli A., Stouffer R. Assessing the role of North Atlantic freshwater forcing in millennial scale climate variability: A tropical Atlantic perspective. Climate Dynamics 2005, 24, 325-346.

Danabasoglu G., Gent P.R. Equilibriun climate sensitivity: Is it accurate to use slab ocean model? J. Climate. 2009. V.22. N9. P.2494-2499.

Gregory J.M., Ingram W.J., Palmer M.A., Jones G.S., Stott P.A., Thore R.B., Lowe J.A., Johns T.C., Williams K.D. A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity// Geophys. Res. Lett. 2004. V31. N3. doi: 10.1029/2003GL018747.

Kravitz B., Kaldeira K. et al. Climate model response from the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). J. Geophys. Res. 2013. V 118. P.1-13. doi:10.1002/jgrd.50646

Leverington D.W, Mann J.D., Teller J. T. Changes in the bathymetry and volume of glacial lake Agassiz between 11 000 and 9 300 C14 yers //Quarter Res. 2000. vol 54, p.174–181.

Meehl G.A., Stocker T.F., Collins W.D. et al. Global climate projections. In: Climate change 2007. The physical science basis // Cambridge University Press. Cambridge 2007. P. 748-845.

Palmer T.N., Shutts G.J., Swinbank R. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation

and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1986. V. 112. P. 1001-1031.

Rasch, P., Crutzen, P., Coleman, D., Exploring the geoengineering of climate using stratospheric sulfate aerosols: The role of particle size, *Geophys. Res. Lett*., vol. 35, L02809, 2008

Robock A. , Marquardt A., Kravitz B., Stenchikov G., Benefits, risks, and costs of stratospheric geoengineering, vol. 36, issue 19, *Geophys. Res. Lett.,* 2009

Stouffer R.J., Manabe S. Response of a coupled ocean-atmosphere model to increasing atmosphere carbon dioxide: sensitivity to the rate of increase// J. Climate. 1999. V.12. N8. Part 1. P.2224-2237.

Stouffer, R. J., and Coauthors. Investigating the Causes of the Response of the Thermohaline Circulation to Past and Future Climate Changes. J. Climate, 2006, V **19**, 1365–1387.

doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3689.1

Waelbroeck C., Labeyrie L. Deep sea records of past climatic variability.// Journal de physique IV France, 12, 2002, pp. 10-73 – 10-83

Wunsch C. What is the thermohaline circulation? Science 2002, V 298, N 5596, P. 1179-1181,

DOI: 10.1126/science.1079329